



UNIVERSITE de CAEN/BASSE-NORMANDIE
U.F.R. : Sciences
ECOLE DOCTORALE : Structures, Informations, Matière et Matériaux

THÈSE
présentée par
Mr. Nicolas DELSINNE

en vue de l'obtention du
DOCTORAT de L'UNIVERSITE de CAEN
Spécialité : Terre solide et enveloppe superficielle
(Arrêté du 25 avril 2002)

**Évolution pluri-millénaire à pluri-annuelle
du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine.
Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique.**



soutenue le 13 décembre 2005 devant la commission d'Examen

MEMBRES du JURY

Bernadette Tessier , Chargé de Recherche CNRS, M2C Caen	<i>(Directrice de thèse)</i>
Thierry Garlan , HDR-Ingénieur au SHOM, Brest	<i>(Rapporteur)</i>
Arnaud Héquette , Professeur à l'Université du Littoral-Côte d'Opale	<i>(Rapporteur)</i>
Patrick Lesueur , Professeur à l'Université de Caen	<i>(Examineur)</i>
Louis-Alexandre Romaña , Docteur Ingénieur IFREMER, Toulon	<i>(Examineur)</i>
Alain Trentesaux , HDR Maître de Conférences à l'Université de Lille 1	<i>(Examineur)</i>

**Évolution pluri-millénaire à pluri-annuelle
du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine.
Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique.**

A l'embouchure de l'estuaire de la Seine, un prisme sédimentaire d'une vingtaine de mètres d'épaisseur s'est mis en place au cours de la transgression holocène. L'étude des facteurs de contrôle de sa construction et de son évolution morphosédimentaire a été menée selon deux approches : (1) à partir de données sismiques et de carottage pour étudier l'évolution à long terme (pluri-millénaire) ; (2) à partir de données cartographiques anciennes pour l'étude des évolutions à moyen et court terme (pluri-décennale à pluri-annuelle) depuis les deux derniers siècles. L'évolution à long terme du prisme (construction holocène) est contrôlée d'une part par la vitesse de remontée du niveau marin, d'autre part par la position initiale de l'incision majeure de la Seine. C'est à l'aplomb de celle-ci que le système d'embouchure reste actif tout le long de la construction, tandis que dans les secteurs adjacents, notamment au sud, le système se comble rapidement. L'évolution du prisme depuis deux siècles se caractérise par un comblement progressif comprenant trois stades. 1834-1875 : vaste système divagant ; 1875-1960 développement des zones supratidales et comblement latéral du système interne ; 1960-2003 : comblement amont-aval du système par développement et progression vers le domaine marin de deux barres sableuses longitudinales. Le contrôle des aménagements dans cette évolution est considéré comme majeur et l'impact des facteurs naturels est extrêmement difficile à extraire. L'influence de cycles climatiques haute fréquence comme la NAO (North Atlantic Oscillation) est néanmoins sensible pour la période la plus récente (depuis 1980), période marquée par l'arrêt des aménagements.

**Pluri-millennial to pluri-annual evolution of the sediment wedge at the River Seine mouth.
Natural and anthropogenic controls.**

A sediment wedge, about 20 m thick, has emplaced at the mouth of the River Seine during the Holocene transgression. Two main methodological approaches have been developed to determine the controlling factors of its construction and morphosedimentary evolution: (1) very high resolution seismic investigation coupled with vibro-coring for studying the pluri-millennial evolution; (2) historic bathymetric chart comparison to analyse the centennial to pluri-annual evolution during the last two centuries. The long term (Holocene) evolution is controlled on one hand by the rate of sea level rise, on the other hand by the position of the main fluvial incision. The tidal inlet system remains active all along the construction above the incision, whereas the adjacent areas, particularly in the South, have filled rapidly. During the last two centuries, the infill can be divided into 3 main stages: from 1834 to 1875, the mouth is a wide migrating channelized system; from 1875 to 1960: supratidal areas develop and lateral infill occurs; from 1960 to now-days: the infill is mainly up-to downstream and marked by the development and rapid seaward progression of two tidal longitudinal bars. The impact of natural factors on this recent evolution is hard to identify as management works during this period are major; they are assumed to be the controlling agents. However high frequency climatic cycles such as the NAO (North Atlantic Oscillation) seem to play a significant role in the morphodynamic behaviour of the tidal mouth during the most recent period, as since the 1980's no more major managements have been performed.

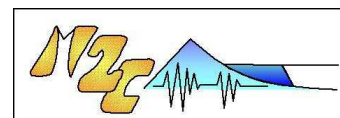
Mots-clés : embouchure de la Seine, environnement macrotidal, comblement estuarien, Holocène, prisme littoral, cartes bathymétriques, sismique THR, carottes sédimentaires, chroniques hydro-météorologiques, facteurs climatiques, aménagements

The river Seine mouth, macrotidal environment, estuarine infilling, Holocene, coastal sedimentary prism, bathymetric charts, seismic VHR, sedimentary cores, hydro-meteorological time series, climatic factors, man-made modifications.

Thèse préparée au laboratoire de «Morphodynamique Continentale et Côtière »,
UMR CNRS 6143, 24 rue des tilleuls, 14000 Caen, France.



Financement : Programme Seine-Aval II et région Basse-Normandie



Sommaire

Introduction

1

Chapitre I : Généralités sur les estuaires

I. Caractéristiques générales des estuaires.....	4
A. Définition.....	4
B. Classification.....	5
C. La séquence sédimentaire.....	6
II. Objectifs et méthodes.....	8
III. La zone d'étude.....	9

Chapitre II : Contexte hydro-météorologique à l'embouchure de l'estuaire de la Seine.

I. La dynamique tidale.....	12
A. Le régime de marée.....	12
1. <i>L'onde de marée</i>	12
2. <i>La propagation de la marée dans l'estuaire</i>	13
B. Les courants de marée.....	13
II. Vent, houle et agitation.....	14
A. Le vent.....	14
1. <i>Origine et vitesse des vents</i>	14
2. <i>Répartition annuelle des vents</i>	15
3. <i>Effet sur l'hydrodynamique</i>	16
B. La houle.....	18
1. <i>Données disponibles</i>	18
2. <i>Répartition annuelle des houles de tempête</i>	18
3. <i>Impact de la houle en Baie de Seine</i>	19
III. La dynamique fluviale.....	19
A. Les données disponibles.....	19
B. Le régime hydrologique de la Seine.....	20
C. Analyse des crues de la Seine.....	21
1. <i>Les causes de la crue</i>	21
2. <i>Caractérisation des crues</i>	22
3. <i>Récurrence, intensité et durée d'une crue</i>	23
4. <i>Déroulement d'une crue</i>	25

IV. Variation climatique centennale à pluriannuelle	28
A. Evolution des débits et tempêtes	28
1. <i>Historique de l'activité de tempête</i>	28
2. <i>Historique des crues de la Seine et de la pluviométrie</i>	30
B. Le facteur de contrôle des régimes de crues et tempêtes : La NAO	32
1. <i>L'Oscillation Nord Atlantique</i>	32
2. <i>Evolution de l'indice sur les 150 dernières années</i>	34
3. <i>Corrélation entre les paramètres hydro-climatiques et l'indice de la NAO</i>	35
4. <i>Zones d'influence de la NAO en France</i>	38
C. Forçage climatique pluricentennal	41

Chapitre III : Architecture interne du prisme sédimentaire holocène d'embouchure de l'estuaire de la Seine et chronologie de mise en place des différentes unités qui le constituent.

I. Le contexte géologique de l'estuaire de la Seine	44
A. Le substratum anté-Quaternaire	44
1. <i>Le cadre géologique</i>	44
2. <i>La paléo-Seine</i>	45
B. Le prisme sédimentaire holocène	48
1. <i>Répartition de la couverture sédimentaire</i>	48
2. <i>Evolution holocène de la ligne de rivage</i>	50
C. Les matériaux du comblement estuarien	56
1. <i>Les dépôts anté-holocènes : les cailloutis de fond</i>	58
2. <i>Les dépôts holocènes à l'embouchure de l'estuaire</i>	58
3. <i>Séquence Holocène type</i>	60
II. Architecture interne du prisme sédimentaire	61
A. Outils et méthodologie	61
1. <i>La sismique très haute résolution (THR)</i>	61
2. <i>Le vibrocarottage</i>	65
B. Résultats de la prospection sismique très haute résolution	68
1. <i>Description des unités sismiques reconnues</i>	68
2. <i>Organisation et répartition géographique des unités sismiques</i>	72
3. <i>Les surfaces de discontinuité</i>	74
4. <i>Synthèse de l'analyse des profils sismiques</i>	75
III. Structure lithologique du prisme sédimentaire	76
A. L'exutoire de la Seine : -8500 à -6500 ans BP	76
1. <i>Les faciès sédimentaires</i>	76
2. <i>Analyse pollinique de la carotte</i>	79
B. Les chenaux : -3000 BP à l'Actuel	82
1. <i>L'unité a</i>	82
2. <i>L'unité b</i>	82
3. <i>L'unité c</i>	82
4. <i>La zone de dépôt de dragage : Le Kannik</i>	85

C. L'enregistrement sédimentaire des bancs d'embouchure : post-1960	85
1. <i>Le banc d'Amfard</i>	85
2. <i>Le banc du Ratier</i>	86
D. Séquence sédimentaire synthétique	89
IV. Corrélation faciès sismiques – faciès sédimentaires	91
A. Calibration des unités sismiques	91
B. Schéma de synthèse de l'architecture du prisme	93

Chapitre IV : Évolution morphosédimentaire séculaire à décennale de l'embouchure de la Seine

I. Les documents cartographiques	97
A. Les documents antérieurs à 1834	97
B. Les cartes levées par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine à partir de 1834	98
C. Cartes de l'estuaire de la Seine levées par le Port de Rouen	100
1. <i>Les données analogiques</i>	100
2. <i>Les données numériques</i>	100
II. Méthologie et analyse	102
A. La numérisation des cartes anciennes	102
1. <i>La digitalisation</i>	102
2. <i>Construction des MNT</i>	103
B. Les différents secteurs d'études	104
C. Validité des données et sources d'erreurs	105
1. <i>La qualité et précision des données</i>	106
2. <i>Estimation des erreurs</i>	106
III. Analyse de l'évolution morphosédimentaire depuis 1834	107
A. De l'estuaire sauvage à l'estuaire construit	107
1. <i>L'estuaire sauvage</i>	108
2. <i>L'estuaire construit</i>	111
B. Evolution morphologique de l'embouchure depuis 1834	113
1. <i>Les grandes phases de l'évolution</i>	113
2. <i>Le domaine intertidal</i>	115
3. <i>Les sections longitudinales</i>	116
C. Evolution de la couverture sédimentaire	117
IV. Quantification du comblement estuarien séculaire	120
A. Les bilans sédimentaires	120
1. <i>Principes</i>	120
2. <i>Facteurs à prendre en compte pour l'analyse des différentiels</i>	121
B. Chronologie du budget sédimentaire	124
1. <i>Quantification des volumes déposés et érodés</i>	124
2. <i>Répartition des zones de dépôt et d'érosion</i>	125
3. <i>Taux de sédimentation de chaque domaine estuarien</i>	127
4. <i>La période 1960-2003</i>	128

Chapitre V : Discussion

I. Histoire du comblement du système Baie-estuaire.....	136
A. Remplissage de la Baie de Seine : données lithostratigraphiques	136
1. <i>Implantation des carottes</i>	136
2. <i>Les différentes unités lithostratigraphiques</i>	136
3. <i>Interprétation en terme d'environnements de dépôts</i>	137
B. Corrélation des séquences de dépôts Baie-estuaire	139
C. Caractéristiques du comblement de la paléovallée de la Seine	141
II. Le comblement actuel de l'estuaire de la Seine.....	143
A. L'espace disponible	143
B. L'origine des sédiments du comblement estuarien séculaire	144
1. <i>L'érosion de la Baie de Seine</i>	144
2. <i>Estimation des stocks</i>	146
3. <i>L'affinement de la couverture sédimentaire</i>	147
C. <i>La pression anthropique</i>	148
1. <i>Impact des aménagements</i>	149
2. <i>Impact des dragages</i>	150
D. Le contrôle climatique	153
1. <i>Impact de la NAO sur l'évolution récente du système</i>	153
2. <i>Cartographie de la NAO en France</i>	154
3. <i>Prévisions de l'évolution à très court-terme</i>	155
E. Comparaison avec d'autres estuaires	156
III. Apports des bathymétries anciennes à ce type d'étude.....	157
A. Retrouver les paléoformes	158
B. Zone acoustique sourde et dépointe	159
C. Replacer des lignes temps au sein du prisme	159
IV. Enregistrement sédimentaire du forçage climatique.....	161

Conclusions

.....162

Bibliographie

.....165

INTRODUCTION

Les estuaires sont des interfaces entre le système fluvial continental et le domaine marin ouvert contrôlé par la marée et la houle. Il en résulte une dynamique morphologique et sédimentaire très complexe. Zones de convergence des activités industrielles et portuaires, ils sont actuellement au centre de toutes les attentions. La préoccupation est croissante concernant les effets probables des changements des facteurs environnementaux, tel que la variabilité climatique. Historiquement un autre paramètre est devenu prépondérant, le facteur anthropique.

Dans le cas de l'estuaire de la Seine, diverses études montrent que l'évolution des facteurs forçant se matérialise par un comblement rapide de la partie aval du système, depuis deux siècles (e.g. Vigarié 1964a; Avoine 1981). Cet écosystème est actuellement un espace naturel menacé. Fort de ce constat, le programme pluri-disciplinaire Seine-Aval II (2000-2004) a pour but de comprendre les mécanismes qui régissent le système estuarien dans son ensemble (e.g. transfert particulaire, chimie des eaux, bactériologie, écologie *etc...*). La finalité est de déterminer différents indices, permettant d'apprécier l'état du système.

Inscrit dans ce programme, le travail de thèse intègre la thématique « Zones connexes », mais aussi plus généralement l'étude de la construction et de l'évolution des prismes littoraux (Fig.1). Les objectifs sont (1) de déterminer l'architecture et la nature des corps sédimentaires qui participent à la construction du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine, (2) d'en appréhender l'évolution récente dans son contexte local d'apports sédimentaires et de conditions hydro-climatiques.

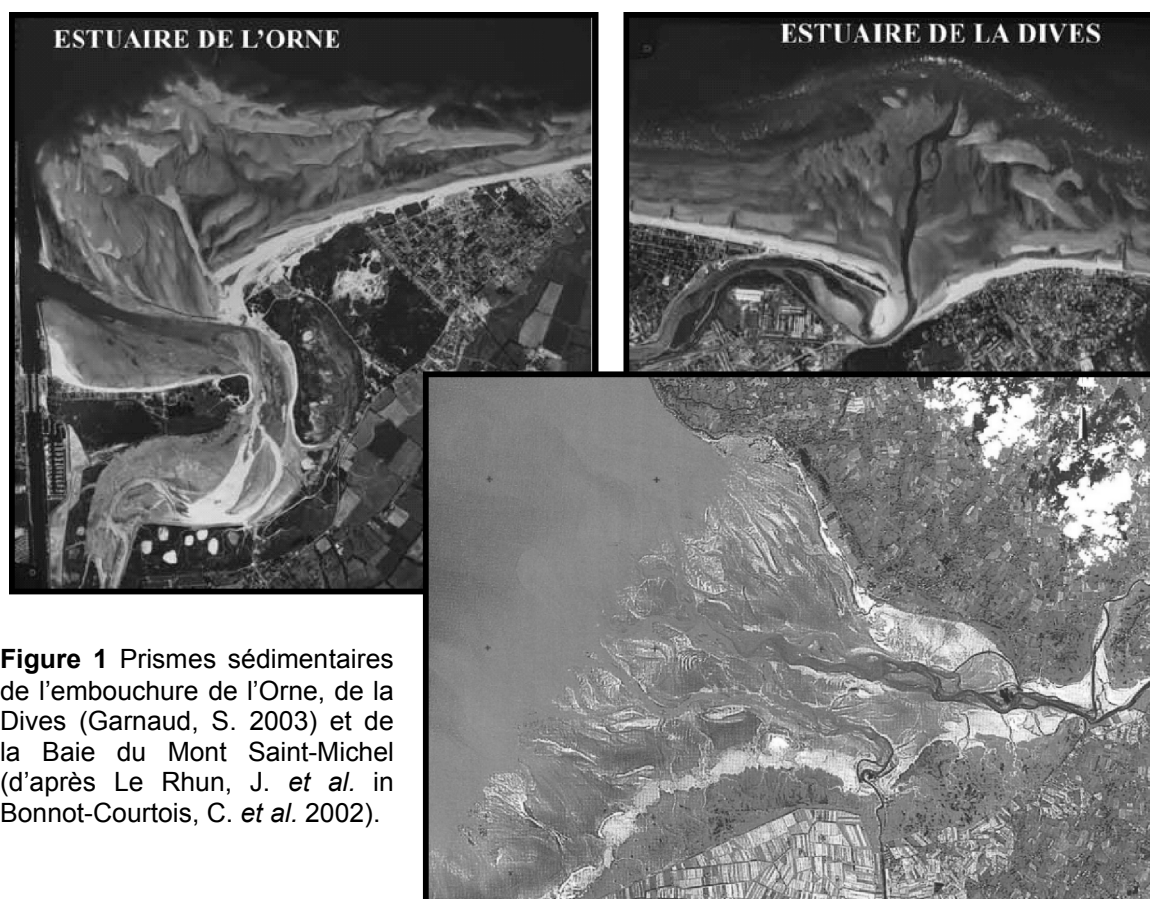


Figure 1 Prismes sédimentaires de l'embouchure de l'Orne, de la Dives (Garnaud, S. 2003) et de la Baie du Mont Saint-Michel (d'après Le Rhun, J. *et al.* in Bonnot-Courtois, C. *et al.* 2002).

L'objectif de la thèse est d'aboutir à la compréhension du fonctionnement morphodynamique du prisme d'embouchure de la Seine, et plus précisément, de définir quels sont les facteurs déterminants, naturels et anthropiques, qui contrôlent sa construction et son évolution morphosédimentaire.

Le mémoire comprend cinq chapitres, dont l'organisation est la suivante :

Le chapitre I correspond à l'introduction générale du manuscrit. Un rapide état des connaissances des estuaires et des vallées incisées est présenté, suivi de la stratégie de l'étude.

Le chapitre II est consacré aux conditions naturelles qui régissent l'évolution de l'estuaire de la Seine. La marée, le régime du fleuve et les conditions météorologiques ont été étudiées afin de trouver des paramètres pertinents pour décrire l'état « énergétique » dans lequel se trouve le système. La synthèse de chroniques hydro-climatiques longues va permettre d'analyser l'évolution des crues et tempêtes à l'échelle séculaire.

Les chapitres III et IV suivent l'ordre chronologique de la construction du prisme sédimentaire.

Le chapitre III présente les résultats des données sismiques et de carottage. Leur analyse va nous permettre d'étudier l'architecture du prisme dans son ensemble et son évolution à long-terme (pluri-millénaire).

Le chapitre IV se penche sur l'évolution qualitative et quantitative séculaire de l'estuaire de la Seine, à partir de l'analyse d'un set exceptionnel de cartes bathymétriques.

Le chapitre V est une discussion transverse des résultats obtenus au cours de ce travail.

Un livret de planches est associé au document principal. Il s'agit de représentations au format A3 des profils sismiques et des carottes. Ce livret est principalement en relation avec le chapitre III.

Chapitre I : Généralités sur les estuaires

Ce chapitre présente un rapide état des lieux des connaissances sur les estuaires et les vallées incisées associées. Les diverses et nombreuses observations dans les environnements actuels permettent d'aboutir à une classification des embouchures estuariennes, mais également à un modèle de construction des prismes sédimentaires qui s'y développent. Afin de visualiser l'architecture du prisme d'embouchure de la Seine et comprendre comment et quels facteurs en contrôlent l'évolution de l'échelle pluri-millénaires à pluri-annuelles, une stratégie d'étude a été mise en place.

I. Caractéristiques générales des estuaires.....	4
A. Définition.....	4
B. Classification	5
C. La séquence sédimentaire.....	6
II. Objectifs et méthodes.....	8
III. La zone d'étude	8

I. CARACTERISTIQUES GENERALES DES ESTUAIRES

A. Définition

La complexité des phénomènes physiques, chimiques, biologiques et géologiques qui ont lieu dans les estuaires conduit à autant de définitions que de disciplines impliquées dans leurs études. Traditionnellement, la définition que l'on donne d'un estuaire peut se résumer ainsi (d'après Pritchard 1967; Perillo 1995) :

- Les estuaires sont des systèmes tidaux formés à l'intérieur des terres, ayant une ou plusieurs connections libres avec la mer.
- Les eaux marines salées y pénètrent librement et sont diluées de manière significative avec les eaux fluviales.

C'est l'interaction entre le volume oscillant de marée et les apports d'eau douce fluviale qui gouverne la circulation estuarienne. Pour les estuaires à faible marnage, deux couches se distinguent. L'eau douce moins dense s'écoule au-dessus de l'eau salée. La masse d'eau est stratifiée verticalement (Pritchard 1955 cité par Lesourd, 2000). Un plus fort marnage implique un mélange plus important.

Cependant, seuls les caractères hydrologiques sont ici pris en compte. En géologie, cette définition n'est donc pas totalement appropriée. Il existe d'autres paramètres que la salinité pour définir un estuaire. Dalrymple *et al.* (1992) apporte des précisions plus adaptées à l'étude sédimentologique des estuaires : « Un estuaire est la partie aval d'un système de vallées incisées recevant des sédiments d'origines marine et fluviale, et dont les faciès sont influencés par des processus marins et fluviaux. Un estuaire est considéré comme l'extension dans les terres de la limite des faciès tidaux et la limite vers le large des faciès côtiers d'embouchure » (Fig.I-1).

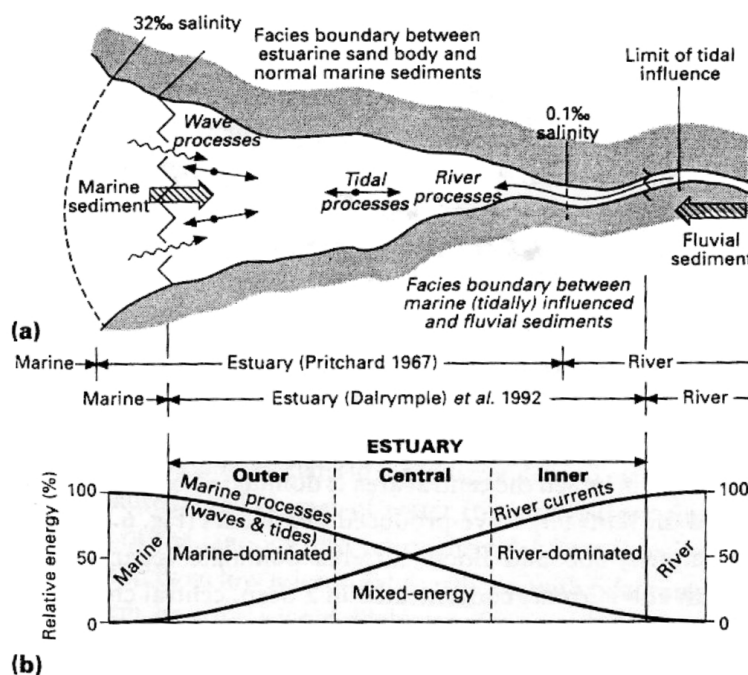


Figure I.1 Représentation schématique d'un estuaire **A/** d'après Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) **B/** Distribution schématique de l'énergie des processus physiques d'après Dalrymple *et al.* (1992).

Tous les estuaires peuvent être divisés en trois zones (Fig.I-1, Dalrymple *et al.* 1992) :

- Une zone de très forte énergie ouverte vers le domaine marin, dominée par la marée ou par la houle. Les sédiments marins y sont transportés vers l'amont.
- Une zone centrale mixte de plus faible énergie, où les dynamiques tidale et fluviale sont équivalentes dans le cas d'un estuaire type dominé par la houle.
- En amont, une zone dominée fluviale, mais encore influencée par l'onde de marée. Les sédiments fluviaux y sont transportés vers l'aval.

B. Classification

La nature et l'organisation des faciès dans un estuaire sont donc contrôlées par l'interaction entre les processus marins et les processus fluviaux. Cette distinction permet de classer les estuaires selon l'agent tidal ou houle qui domine à l'embouchure (Fig.I-2):

- Les estuaires dominés par la marée (ex : l'estuaire de la Seine),
- Les estuaires dominés par la houle (ex : l'estuaire de la Somme)
- Les estuaires mixtes (houle/marée) (ex : l'estuaire de la Gironde).

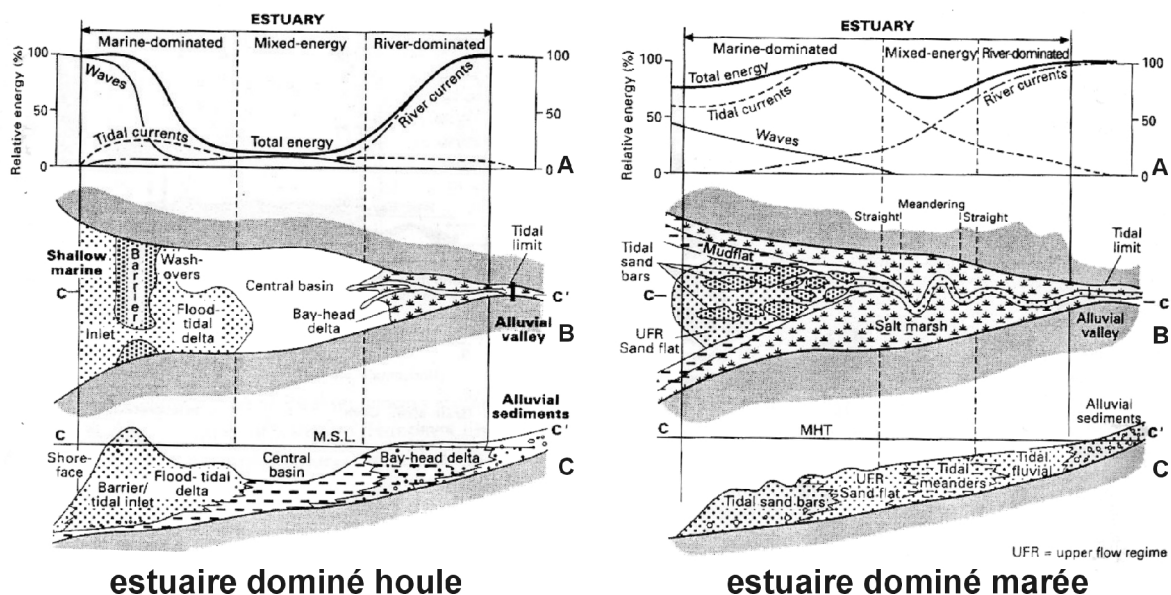


Figure I-2 Les estuaires « dominé houle » et « dominé marée » **A/** Répartition de l'énergie et **B/** Distribution des unités morphologiques. **C/** Organisation stratigraphique du prisme de comblement (Dalrymple *et al.* 1992).

Toutefois, ce modèle ne tient compte que des critères naturels (marée et houle). De manière plus générale, chaque estuaire est unique et possède des caractéristiques intrinsèques qui le différencie des autres (Perillo 1995). L'activité anthropique, par exemple, peut largement affecter les processus naturels, contraignant aussi bien la morphologie que les caractères sédimentaires de nombreux estuaires.

C. La séquence sédimentaire

Une coupe à travers un estuaire montre qu'il est associé à une « vallée incisée » (Dalrymple & Zaitlin 1994; Zaitlin *et al.* 1994). L'incision fluviale traduit un réajustement du niveau de base suite à une chute du niveau marin (Fig.I-3). A l'inverse, le comblement de cette vallée est relatif à une remontée du niveau marin. L'incision est favorisée par (1) une chute du niveau marin, (2) un exhaussement tectonique ou (3) une augmentation du débit du fleuve lié à un changement climatique.

Le concept de « système de vallée incisée » correspond à la vallée et à son remplissage (Zaitlin *et al.* 1994). En période de bas niveau, la vallée incisée passe latéralement vers le domaine continental non incisé, par l'intermédiaire d'un chenal fluvial qui alimente la vallée (Fig.I-3a). Les sédiments transportés à l'embouchure forment alors un delta ou un rivage progradant (Fig.I-3b). En période de remontée du niveau marin, la vallée est ennoyée (Fig.I-3c).

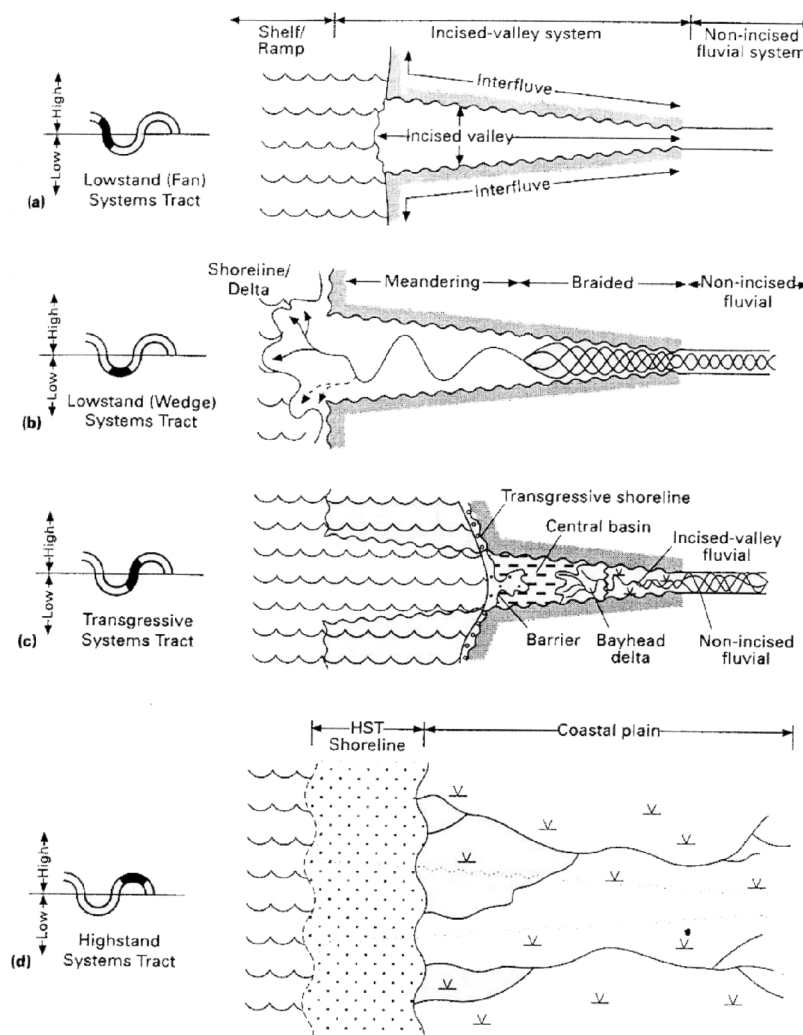


Figure I-3 Modèle conceptuel de l'évolution d'une vallée incisée au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin, vu en plan (Zaitlin *et al.* 1994).

Le modèle théorique de remplissage de la vallée incisée est divisé en trois segments (Zaitlin *et al.* 1994, Fig.I-4). D'amont vers l'aval, les sédiments préservés sont fluviaux à marins.

La vallée incisée externe (segment 1, Fig.I-4) correspond à l'embouchure de la vallée, c'est là que le trait de côte s'est stabilisé en période de haut niveau marin. Notre étude porte sur cette partie du système.

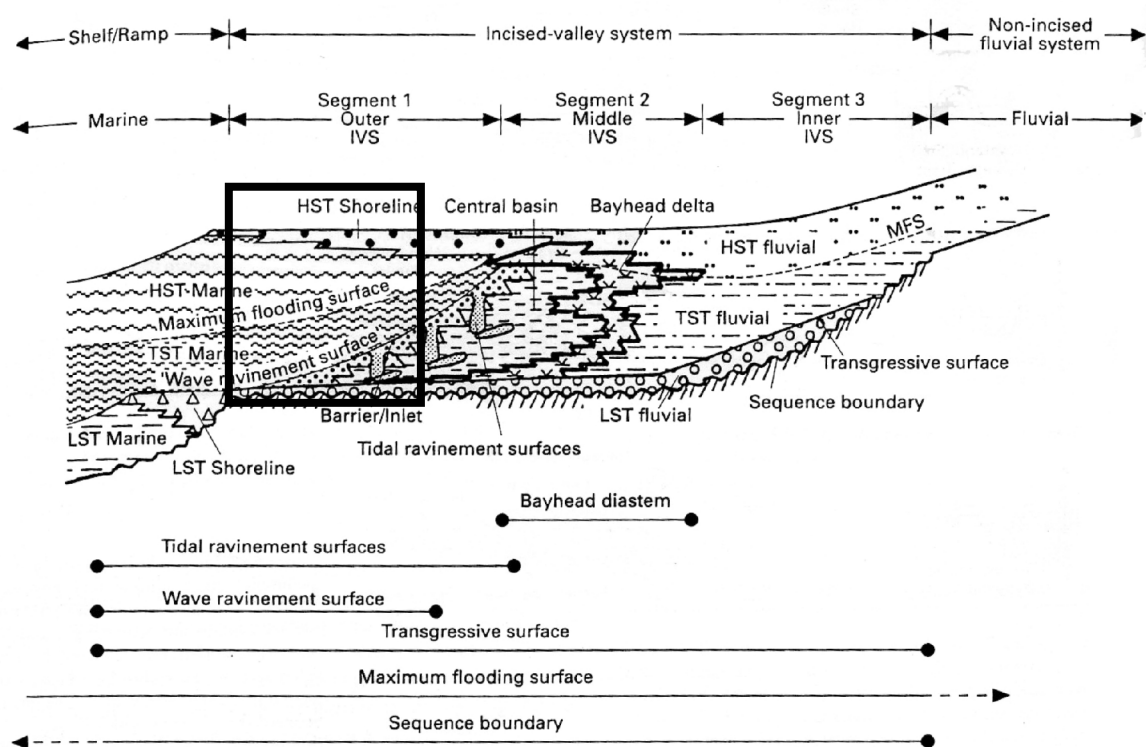


Figure I-4 Coupe longitudinale d'un système de vallée incisée idéale montrant l'organisation des environnements de dépôt, les cortèges sédimentaires et les principales surfaces stratigraphiques (d'après Zaitlin, Dalrymple et al. 1994 modifié par Reading & Collison 1996). La partie du prisme sédimentaire étudiée au cours de cette étude correspond au segment 1, surligné par un cadre noir.

Les études réalisées sur des systèmes de vallées incisées révèlent des séquences de dépôts parfois complexes. Elles enregistrent les variations du niveau marin et sont séparées par des surfaces de discontinuité.

La discontinuité la plus importante correspond à la morphologie incisée, définissant la vallée : c'est la limite de séquence (« Sequence Boundary » SB). Elle correspond à l'incision fluviale, lors de la chute du niveau marin (Vail *et al.* 1977). La surface qui sépare le prisme de bas niveau (LST : lowstand system track) du cortège transgressif est appelée « surface de transgression » (ST). Pour le segment 1, elle correspond au contact entre les sédiments fluviaux et estuariens. Au cours de la transgression, les dépôts préexistants sont souvent érodés par les processus hydrodynamiques estuariens. L'érosion par les courants de marée entraîne la création d'une surface de ravinement tidale (RT). L'érosion par les vagues forme la surface de ravinement par la houle (RH). La RH sépare les sédiments estuariens des dépôts marins qui la recouvrent. Enfin, la surface d'inondation maximum (MFS : maximum flooding surface) sépare le cortège transgressif du prisme de haut niveau marin (HST : highstand system track).

L'ensemble des dépôts a donc une origine mixte, marine, estuarienne et fluviale. L'épaisseur de cet ensemble est régie par l'espace disponible, relatif aux variations du niveau marin et des apports sédimentaires, en contexte de marge non-subsidente.

II. OBJECTIFS ET METHODES

Pour répondre aux problématiques de la thèse deux approches sont développées (Fig.I-5) :

- La reconstitution géométrique et sédimentaire du prisme à partir de données sismiques très haute résolution (THR) et de carottage, dans le but de définir les principales étapes de sa construction.
- L'analyse des évolutions morphosédimentaires du système à l'échelle pluridécennale depuis 1834, et à une échelle annuelle à pluriannuelle depuis 1960. En parallèle, une synthèse des chroniques hydro-climatiques disponibles a été réalisée et analysée.

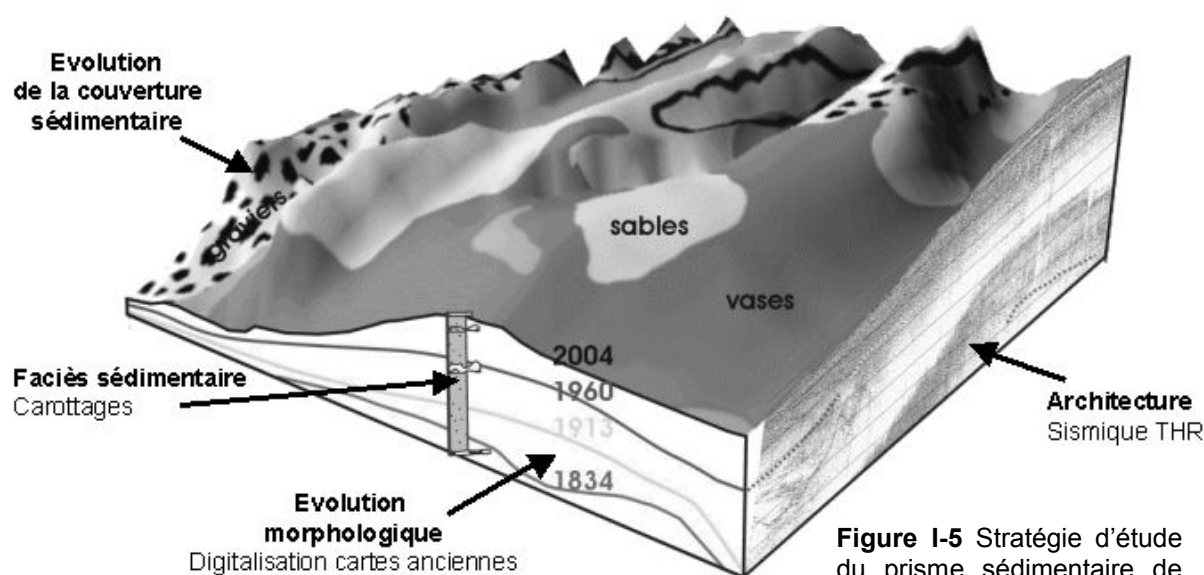


Figure I-5 Stratégie d'étude du prisme sédimentaire de l'embouchure estuarienne de la Seine.

Le présent travail de thèse s'est fait conjointement à la thèse de Benoit Waeles (Ifremer) qui a développé avec Pierre Le Hir un modèle numérique d'évolution morphodynamique du prisme. Une partie des données de terrain du présent travail a nourri et permis de valider les simulations.

III. LA ZONE D'ETUDE

Notre zone d'étude se situe à l'embouchure de l'estuaire de la Seine (Fig.6). Elle est constituée de deux barres longitudinales, séparées des bords de l'estuaire par deux chenaux marginaux et au centre par le chenal principal, utilisé pour la navigation. Cette architecture en barres et chenaux correspond à une embouchure type « dominée par la marée », selon le modèle conceptuel de Dalrymple *et al.* (1992, Fig.I-2).

L'embouchure est également caractérisée par de nombreux aménagements (digues submersibles et insubmersibles). On notera un point haut artificiel au front du système, correspondant à la zone de clapage en mer des produits de dragages, dite zone du « Kannik ».

Cette cartographie permettra aux lecteurs non-familiarisés avec la géographie du site, de visualiser des corps comme la vasière nord, le poulier du Ratier ou encore le platier de Villerville (orthophoto et photos, Fig.I-6).

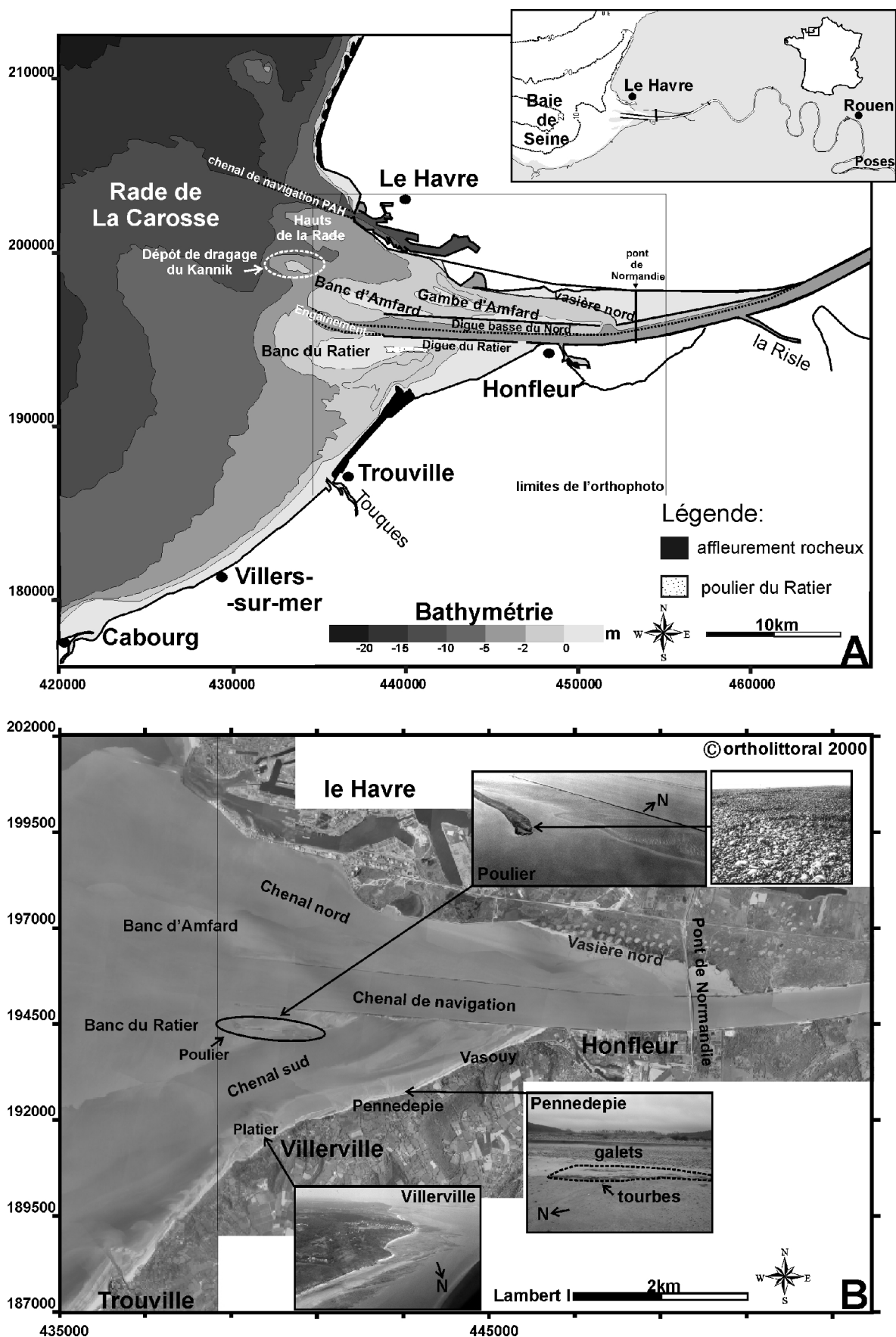


Figure I-6 L'estuaire de la Seine. **A/** Détails et toponymie de la zone de l'embouchure. Le cadre indique les limites de l'orthophoto. **B/** L'orthophoto est issue de la campagne de cartographie du littoral français de 2000, disponible gratuitement à l'adresse <http://www.siglittoral.3ct.com/>.

Chapitre II : Contexte hydro-météorologique à l'embouchure de l'estuaire de la Seine.

Ce chapitre présente les conditions naturelles qui régissent l'évolution de l'estuaire de la Seine. La marée, le régime du fleuve et les conditions météorologiques ont été étudiées afin de trouver des paramètres pertinents pour décrire l'état « énergétique » dans lequel se trouve le système. La synthèse de chroniques longues et parfois inédites pour toutes ces variables indique que la situation actuelle ne reflète pas précisément l'histoire hydrodynamique de l'estuaire et de la Baie de Seine. A l'échelle séculaire, notre époque s'inscrit en réalité dans une tendance, dont elle apparaît représenter une phase de paroxysme. L'évolution des crues et tempêtes apparaît alors liée à un mode majeur de variabilité climatique de l'hémisphère nord : L'Oscillation Nord Atlantique.

I. La dynamique tidale	12
A. Le régime de marée.....	12
1. L'onde de marée	12
2. La propagation de la marée dans l'estuaire	13
B. Les courants de marée	13
II. Vent, houle et agitation	14
A. Le vent.....	14
1. Origine et vitesse des vents	14
2. Répartition annuelle des vents	15
3. Effet sur l'hydrodynamique	16
B. La houle.....	18
1. Données disponibles	18
2. Répartition annuelle des houles de tempête.....	18
3. Impact de la houle en Baie de Seine	19
III. La dynamique fluviale.....	19
A. Les données disponibles	19
B. Le régime hydrologique de la Seine.....	20
C. Analyse des crues de la Seine.....	21
1. Les causes de la crue	21
2. Caractérisation des crues.....	22
3. Récurrence, intensité et durée d'une crue	23
4. Déroulement d'une crue	25
IV. Variation climatique centennale à pluriannuelle	28
A. Evolution des débits et tempêtes	28
1. Historique de l'activité de tempête.....	28
2. Historique des crues de la Seine et de la pluviométrie	30
B. Le facteur de contrôle des régimes de crues et tempêtes : La NAO.....	32
1. L'Oscillation Nord Atlantique	32
2. Evolution de l'indice sur les 150 dernières années	34
3. Corrélation entre les paramètres hydro-climatiques et l'indice de la NAO.....	35
4. Zones d'influence de la NAO en France	38
C. Forçage climatique pluricentennal	41

I. LA DYNAMIQUE TIDALE

A. Le régime de marée

1. L'onde de marée

L'onde de marée, pratiquement sinusoïdale au large du talus continental Atlantique, se déforme lors de sa propagation sur les faibles profondeurs de la Manche (Le Floch J.F. 1961). En Baie de Seine, les ondes engendrées par le frottement sur le fond sont amplifiées et en déphasage principalement avec l'onde semi-diurne M_2 (Fornerino M. 1982). Alors que la marée possède une amplitude de l'ordre de 3m à son entrée dans la Manche, celle-ci atteint près de 7.5m à l'embouchure de l'estuaire (coef. 90, Sogreah 1994).

La marée en Baie de Seine est semi-diurne. Avec un marnage de plus de 8m en vives-eaux au Havre, le régime est de type macrotidal ou hypertidal selon la classification (Hayes M.O. 1975; Allen J.R.L. 1993). La courbe marégraphique à l'embouchure de l'estuaire présente un aplatissement à marée haute, dénommée « tenue du plein » (Fig.II-1). Ce phénomène s'explique par l'entrée en résonance de l'onde semi-diurne M_2 et quart-diurne M_4 . Les composantes M_4 et M_6 provoquent un raidissement du front de l'onde de marée. M_6 est en plus responsable de l'aplatissement de la courbe de marée (Le Floch J.F. 1961). L'étale de pleine mer au Havre se caractérise alors par une durée prolongée de l'ordre de 2 à 2h30 (Fig.II-1 Shom 1968; 1996). En condition de vives-eaux, deux maxima peuvent s'individualiser, séparés par un creux peu marqué. Ce phénomène n'est observé en réalité que depuis le milieu du 19^{ème} siècle (Belleville 1889; Le Floch J.F. 1961), début des phases d'aménagements majeures du fleuve.

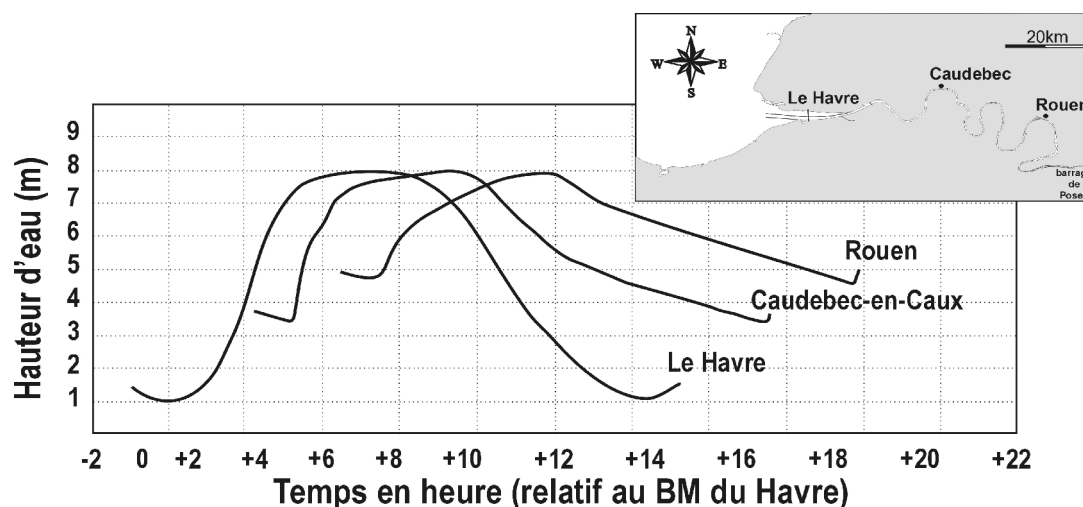


Figure II-1 Déformation de l'onde de marée au cours de sa progression dans l'estuaire de la Seine: 05/05/1996, coefficient 110, débits 200m³/s et BM= Basse Mer (Guézennec L. 1999).

L'onde de marée est dissymétrique. Le flot est plus court que le jusant (5h30 montant et 7h perdant, Fig.II-1). Cette asymétrie n'existe cependant pas de manière aussi nette durant la totalité du cycle semi-lunaire. Elle est plus importante en période de vives-eaux. Sur certains sites en vives-eaux d'équinoxes, le raidissement du front de l'onde pouvait atteindre le stade ultime du déferlement : le mascaret. Avec le calibrage du fleuve, il a aujourd'hui disparu (Malandain J.J. 1988).

2. La propagation de la marée dans l'estuaire

D'aval en amont du fleuve, l'onde de marée s'amortit jusqu'à atteindre 3m à Rouen (110 km en amont, Fig.II-1) et quelques décimètres à Poses (150 km en amont, limite de la marée dynamique). D'après la terminologie de Le Floch (1961), l'estuaire est de type synchrone¹ (in Germaneau J. 1969), voire hyposynchrone² en mortes-eaux (Salomon J.C. 1988). La déformation de la courbe de marée s'accroît lors de la propagation dans l'estuaire. Il existe un décalage de l'ordre de 6h entre les renverses de courant du Havre et de Rouen. L'asymétrie flot/jusant est conservée et s'intensifie même vers l'amont (Lesourd S. 2000).

B. Les courants de marée

La circulation des eaux en Baie de Seine est déterminée par les mouvements généraux de la marée en Manche, mais le tracé des côtes perturbe fortement le schéma d'ensemble. La synthèse de travaux antérieurs (e.g. Larssonneur C. & Hommeril P. 1967; Shom 1968; Bizien H. & Donnard C. 1994; Sogreah 1994; Shom 1996) traitant de la courantologie aux abords de l'estuaire permet d'en définir les principaux traits (Fig.II-2).

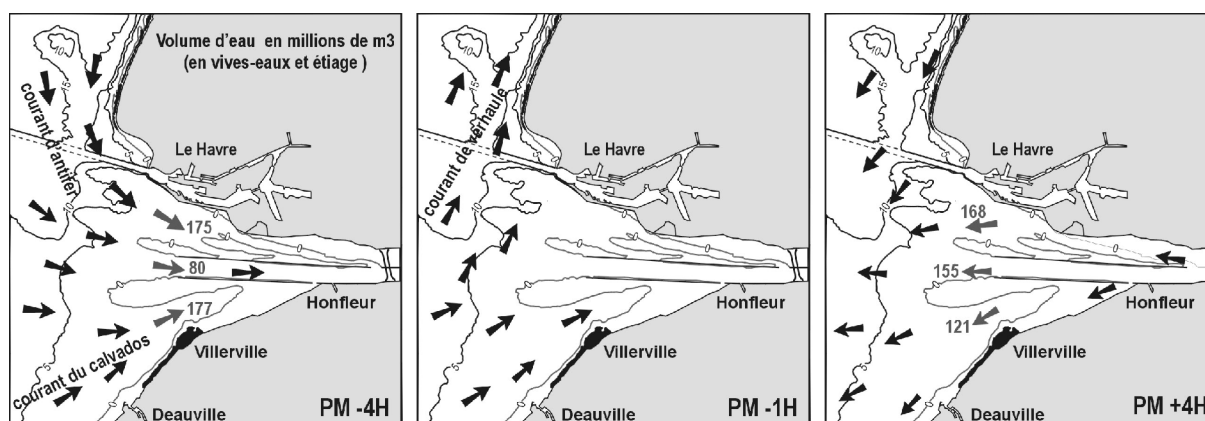


Figure II-2 Schéma de propagation des courants tidaux à différents moments du cycle de marée (conditions de vives-eaux d'étiage, d'après Larssonneur C. & Hommeril P. 1967; Shom 1968; Bizien H. & Donnard C. 1994; Sogreah 1994; Shom 1996). Les volumes d'eau introduits par les différents chenaux lors du flot et du jusant sont également reportés (d'après le modèle Télémac 2D Sogreah 1994).

• Le flot

Le flot se décompose à l'embouchure de l'estuaire. Il pénètre en premier par le nord (courant d'Antifer), puis une à deux heures après par le sud (courant du Calvados, Fig.II-2 PM-4). Pendant les deux heures qui suivent, le flot s'installe dans l'estuaire, puis s'établit ensuite à l'ouest et au nord-ouest de l'entrée du Havre (courant de Verhaule, Fig.II-2 PM-1). Ce courant à composante nord ne rentre pas dans l'estuaire (Le Floch J.F. 1961).

• Le jusant

Passé l'étale de pleine mer de deux heures environ (Fig.II-1), le jusant débute à l'extrême ouest de l'estuaire. Il s'établit ensuite et persiste jusqu'à la basse mer. Vers la fin de la descente, le courant porte vers le sud parallèle au rivage et s'infléchit peu à peu vers l'ouest (Fig.II-2, PM+4).

¹ Synchrone : l'amplitude de la marée est constante avant de s'amortir rapidement.

² Hyposynchrone : l'amplitude de la marée diminue progressivement vers l'amont.

Les vitesses maximums de flot et de jusant dans le chenal de navigation sont respectivement de 1.5 et 1.7m/s, de 1.3 et 0.8m/s dans les chenaux latéraux et enfin de 1 et 0.75m/s pour la vasière nord (Bizien H. & Donnard C. 1994; Sogreah 1994). Dans la Baie plus à l'est face à Deauville, les vitesses maximales mesurées lors du flot oscillent entre 0.6 et 0.7m/s (Avoine J. 1981a). Les volumes d'eau en mouvement ne sont pas équitablement répartis dans l'estuaire au cours du cycle de marée (Fig.II-2 PM-4 et +4H). En vive-eau d'étiage, 432Mm³ (Mm³: million de m³ d'après le modèle mathématique Telemac 2D, Sogreah 1995) s'introduisent dans l'estuaire au moment du flot. Près de 80% (soit 350 Mm³) passent par les chenaux latéraux, répartis équitablement au nord et au sud (soit 40%≈175Mm³/chenal). Au jusant dans le chenal sud, il ne passe plus que 27% du volume total, au profit du chenal de navigation dont le volume double (soit 155Mm³), auquel s'additionne le débit du fleuve (≈12Mm³). Pour le chenal nord, le volume oscillant reste constant.

A l'embouchure de l'estuaire, les vitesses supérieures à 1m/s sont susceptibles d'engendrer des contraintes sur les fonds dépassant 2.5N/m², capables d'entraîner des sables grossiers et d'assurer au maximum des vitesses de flot un transport sédimentaire vers Honfleur atteignant 0.2kg/m³ de sables de diamètre moyen 0.5mm. Les vitesses de jusant quant à elles entraînent vers Deauville des quantités quatre fois moins importantes (Rieb G. 1999). La supériorité du flot donne donc lieu à un transport sédimentaire vers l'est.

II. VENT, HOULE ET AGITATION

A. Le vent

L'intensité (vitesse, m/s) et l'origine³ des vents sont mesurées au sémaphore de la Hève. (Loc. Fig.II-3). Les mesures pour cette station météorologique sont marquées par un effet de site. Elles surestiment d'environ 10% la force du vent, en comparaison de celles du Havre (Raout F. 1996). Ce décalage provient du fait que le sémaphore de la Hève se situe en sommet de falaise (altitude +100m).

1. *Origine et vitesse des vents*

L'espace a été divisé en quatre secteurs pour analyser l'origine des vents (Fig.II-3A). Les vents se répartissent équitablement du NO au SE, avec 20% des occurrences par secteurs. Une majorité provient toutefois du quadrant SO avec 40% des occurrences. La vitesse moyenne du vent pour le set de données est de 6.9m/s (1998-2002). Seul 5% des mesures dépassent 15m/s (7 sur l'échelle de Beaufort : grand frais). Cette vitesse est représentative d'une activité de tempête.

La vitesse des vents est différente selon le secteur d'origine. Près de 60% des vents mesurés ne dépassent pas 5m/s (3 Beaufort) pour les secteurs NO, NE et SE. Au contraire, 80% des vents provenant du secteur SO dépassent cette vitesse. A lui seul, ce secteur comptabilise 85% des vents ≥15m/s de 1998 à 2002. En Baie de Seine, actuellement l'intensité des vents est donc fonction de leur provenance. En raison de la morphologie de la Baie, les tempêtes de SO sont caractérisées par de forts vents de terre, des côtes du Calvados en direction de l'embouchure de l'estuaire.

³ Par convention, le vent provient du secteur donné.

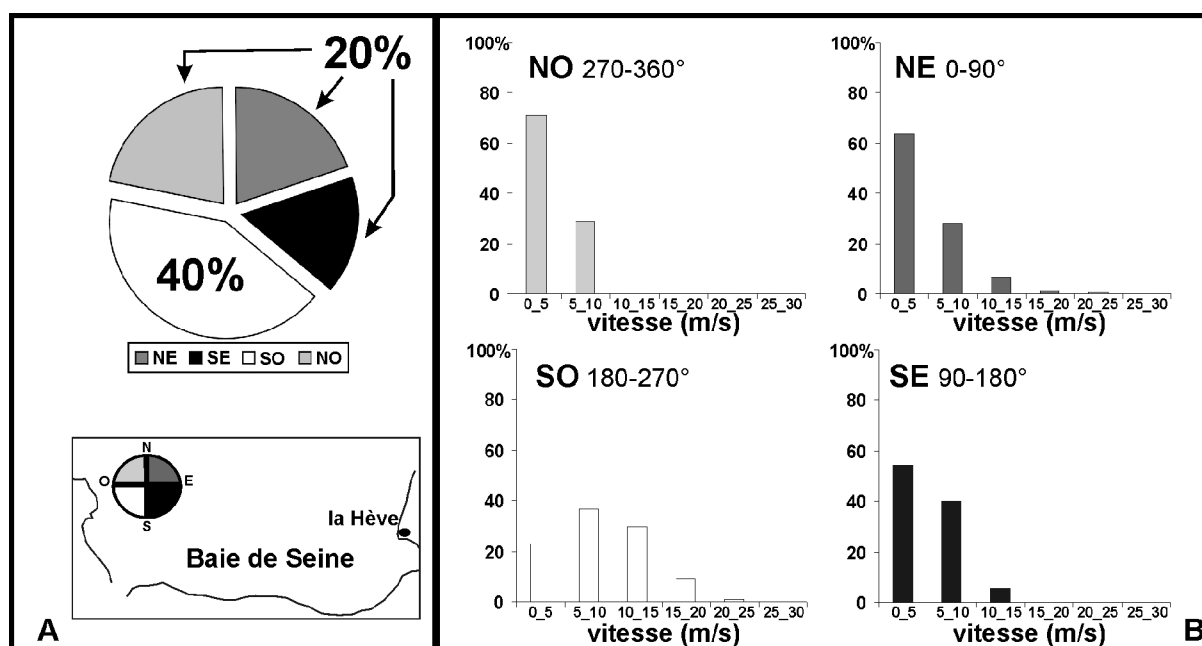


Figure II-3 Analyse de l'origine et de l'intensité des vents mesurés au sémaphore de la Hève de 1998 à 2002 (données instantanées bi-horaires 00h&12h, données Météo-France). L'espace a été divisé en quatre secteurs de 90° (NE 0°-90°, SE 90°-180°, SO 180°-270° et NO 270°-360°). **A/** Occurrence des vents par secteur d'origine, **B/** Distribution des vents selon leurs vitesses pour chaque secteur.

2. Répartition annuelle des vents

Sur une année à l'échelle mensuelle, la prédominance des vents de secteur ouest observée à l'échelle pluriannuelle est conservée (Fig.II-4A). Les vents d'ouest (i.e. secteurs NO et SO) représentent en moyenne de 50% à 70% des occurrences mensuelles. L'origine des vents d'ouest évolue néanmoins au cours de l'année, à travers les secteurs NO et SO. De mars à juillet, les vents de NO représentent progressivement de 15 à 50% des vents d'ouest, soit 1/3 des occurrences totales en juillet. La répartition des vents d'est évolue peu annuellement entre les secteurs NE et SE. Toutefois, on note une prédominance des vents de NE en été et de SE en hiver avec 25% des occurrences totales en janvier.

La vitesse des vents, tributaire de leur origine (Fig.II-3B), suit ce schéma de distribution annuel. Les vents les plus forts (i.e. tempêtes, vitesse ≥ 15 m/s), principalement de secteur SO (Fig.II-3 et 4B), se concentrent en automne-hiver. Au printemps-été avec 25% de vents de SO contre 50% en hiver (février), les vents sont nettement moins forts (≤ 10 m/s, Fig.II-4B).

A l'échelle d'une tempête (1 à 2 jours), les vents ne sont cependant pas exclusivement de SO. L'orientation des vents passe en général de secteur SO à NO, ce qui correspond au passage d'une dépression venant de l'Atlantique vers l'est de l'Europe (Creocean/Cslhn 1999; Le Hir P. & Silva Jacinto R. 2001).

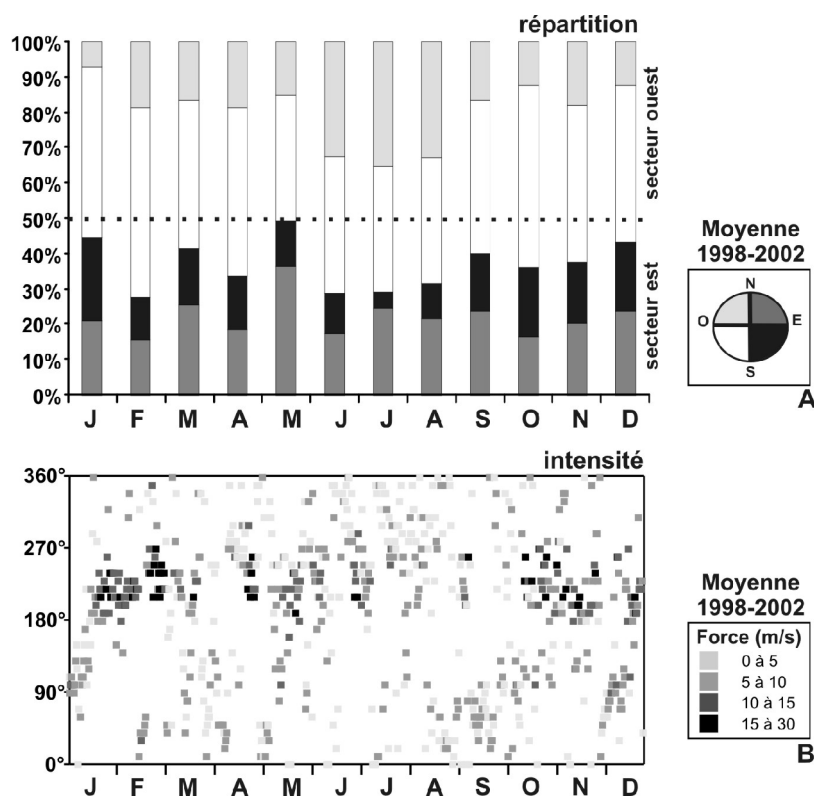


Figure II-4 Répartition annuelle des vents. **A/** Distribution mensuelle moyenne par secteur (la Hève, données instantanées bi-horaires 00h&12h de 1998 à 2002, sources Météo-France), **B/** Vitesses et directions bi-horaires moyenne pour la même période.

3. Effet sur l'hydrodynamique

Le vent génère un cisaillement à la surface de la mer, poussant les masses d'eau dans sa direction lorsque la tranche d'eau est faible. Si l'orientation du vent est la même que celle du flot ou du jusant, il peut se produire respectivement une surélévation (surcote), ou un abaissement (décote) du plan d'eau.

Des mesures *in situ* et la modélisation du phénomène en Manche donnent des variations de ± 0.25 à 0.5m pour des vents $> 20\text{m/s}$ (Météo-France⁴). A l'embouchure de l'estuaire de la Seine, des données ponctuelles au niveau de la vasière nord ont mis en évidence des surcotes de $+0.2$ à $+0.6\text{m}$ au moment de la pleine mer, pour des conditions de vents similaires (Silva Jacinto R. 2002).

Pour une étude plus systématique à l'échelle annuelle à pluriannuelle des surcotes/décotes, des mesures horaires au marégraphe du Havre sont disponibles depuis 1938 (réseau SONEL⁵). Il reste cependant difficile de les corrélérer avec les données long-terme de vent à notre disposition depuis 1951 : moyenne des vitesses journalières sans direction. Les principaux problèmes rencontrés sont entre autres les trous dans les deux sets de données et les résolutions différentes.

⁴ <http://www.meteorologie.eu.org/mothy/surcotes/index.html>

⁵ Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales, www.sonel.org

Cependant, certaines années se prêtent mieux à l'exercice (i.e. 1972, Fig.II-5). La différence entre la hauteur moyenne journalière de la marée mesurée et calculée (données SHOM) permet d'estimer les surcotes et décotes. L'amplitude du phénomène à l'embouchure de l'estuaire n'excède pas $\pm 0.5\text{m}$ en moyenne, pour des vitesses de vents comprises entre 10m/s et 20m/s (Fig.II-5A et B). Les surcotes maximums ($+0.8\text{m}$ en janvier) correspondent à des vitesses de vent supérieures à 15m/s , relatives aux phases de tempêtes hivernales (Cf. Fig.II-4B). Pour l'année 1972, il n'existe pas de relation simple entre la hauteur des surcotes et la vitesse du vent (Fig.II-5B). Cependant, il apparaît que la vitesse 10m/s marque un seuil, au-delà duquel la hauteur va croître avec la vitesse du vent.

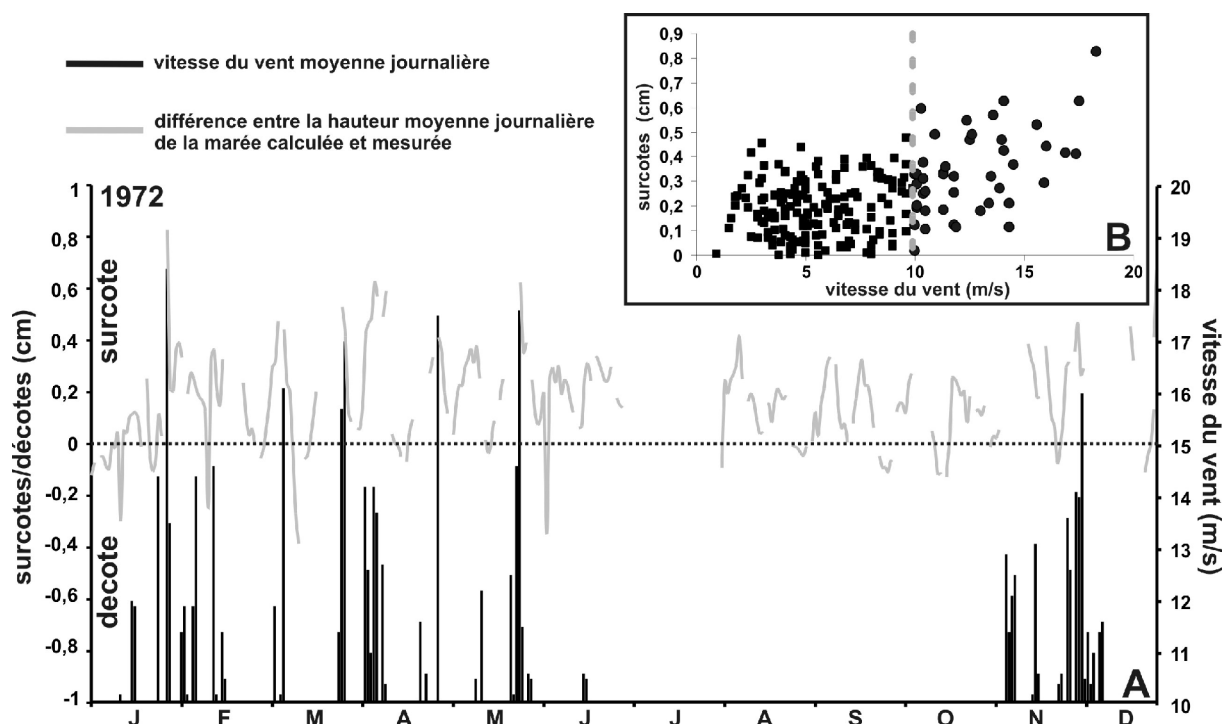


Figure II-5 A/ Relation entre les surcotes au Havre (trait gris) et la vitesse des vents (histogramme) pour l'année 1972. Les données de vitesse du vent représentent les moyennes journalières mesurées au sémaphore de la Hève (Loc.Fig.II-3, données Météo-France). Les surcotes et décotes sont « estimées » par la différence entre les hauteurs moyennes (cm) journalières mesurées (données SONEL) et calculées (données SHOM). **B/** Corrélation générale entre les vitesses des vents et surcotes.

Le type de mesures à notre disposition pour cette période pose problème (vitesse moyenne journalière du vent sans la direction). Cependant à défaut, nous avons montré que les vents les plus forts ($>10\text{m/s}$) et prédominants sont de secteur SO pour la zone étudiée, en particulier en hiver (vents de terre, Fig.II-3). Ces derniers vont plutôt favoriser le phénomène de surcote à l'embouchure de l'estuaire, soit environ 80% des différences avec les hauteurs d'eau calculées en 1972 (Fig.II-5). Ils soufflent dans le sens de propagation du flot (Cf. Fig.II-2). Une variation du plan d'eau de 0.5m au niveau de la Baie ne va avoir que peu d'effet. A l'embouchure au contraire, ce phénomène aura un impact important en terme de temps de recouvrement des surfaces intertidales (vasière nord, toit des bancs), et donc sur les possibilités de dépôt-érosion.

B. La houle

L'estuaire de la Seine est abrité des houles venant du large par la presqu'île du Cotentin. Seules les houles de longue période sont réfractées dans la Baie. Elles abordent l'estuaire fortement atténuées (Le Hir P. & Silva Jacinto R. 2001). L'agitation dans l'estuaire est principalement générée à l'intérieur de la Baie par des vents locaux.

1. *Données disponibles*

Les mesures de houles à l'embouchure de la Seine de 1996 à 2001 sont disponibles gratuitement via le réseau de surveillance Candhis⁶. Les mesures ont été faites au large du Havre à partir d'une bouée phare (49°31.22'N, 00°09.54'O). La base de données Candhis est une synthèse des hauteurs ($H_{1/3}$, H_{moyen} et H_{max}) et périodes de la houle. Les houles moyennes annuelles ont la plus forte occurrence pour des hauteurs de 0.2 à 0.4m (25 à 30%) et périodes de 5s (30%). Moins de 10% des houles moyennes annuelles dépassent une hauteur de 1m et une période de 6s (houles de tempête).

De précédentes études ont montré qu'il existe une bonne corrélation entre l'origine des houles et celles des vents mesurés à l'embouchure de l'estuaire (e.g. Raout F. 1996). Le set de données météo disponibles étant plus long, cette relation permet de reconstruire une chronique du régime de la houle. A partir des données de vents, la hauteur de houle ($H_{1/3}$) annuelle au large du Havre est estimée à 3.5m, décennale à 4.6m et vingtennale à 5.1m (Raout F. 1996).

2. *Répartition annuelle des houles de tempête*

La répartition dans l'année des houles les plus fortes ($H_s \geq 1m$) est relative à l'activité de tempête. Tout comme les vents qui les produisent, leur occurrence met en évidence un caractère saisonnier (Fig.II-6). Les houles les plus fortes apparaissent principalement en automne-hiver, associées à des vents de secteur sud-ouest.

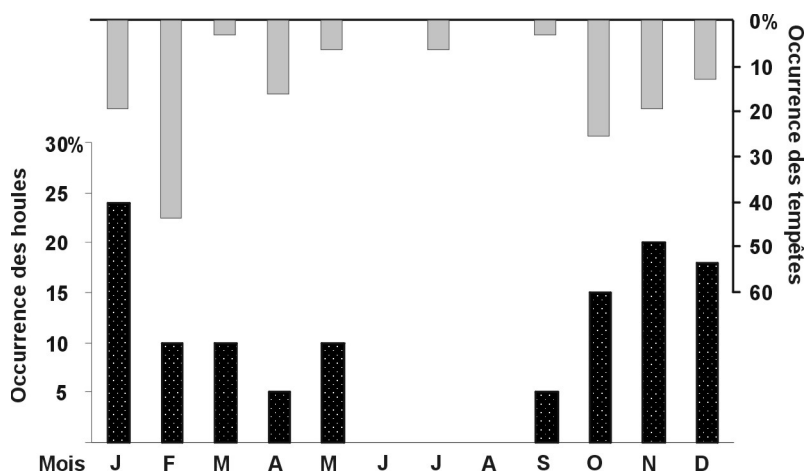


Figure II-6 Répartition annuelle des tempêtes (% d'événements ayant atteint une vitesse $\geq 15m/s$, données 1998-2002 Météo-France) et des fortes houles occasionnées ($H_s \geq 1m$, données Cetmef réseau Candhis 1996-2001).

⁶ <http://www.cetmef.equipement.gouv.fr/donnees/candhis/home.php>
 Datawell/omni mesures du 21/08/1996 au 07/03/1998
 Hippy 40 mesures du 01/01/1997 au 27/07/2001

3. Impact de la houle en Baie de Seine

Lorsque la profondeur diminue, l'énergie de la houle peut atteindre les fonds, pour une profondeur (m) $< 0.44T^2$, T étant la période (Le Hir P. & Silva Jacinto R. 2001). Les fonds de la Baie et de l'estuaire sont peu profonds (-10 à -5m CMH en moyenne). Dans les conditions de houles actuelles, ils sont touchés en moyenne par l'énergie de plus de 50% des houles annuelles. La houle joue alors un rôle essentiel dans la dynamique des sédiments pour la Baie et l'estuaire. Les mouvements des masses d'eau génèrent sur le fond des contraintes de cisaillement susceptibles de remettre en suspension des sables fins et des vases, transportés ensuite par les courants de marée.

La répartition de la force des vents et des houles est donc imprégnée d'une forte saisonnalité. L'hiver correspond à la période la plus énergétique de l'année, marquée par des tempêtes de SO. Ces dernières induisent de fortes houles, pouvant entraîner des surcotes de plusieurs dizaines de centimètres.

III. LA DYNAMIQUE FLUVIATILE

A. Les données disponibles

Les mesures du débit de la Seine sont faites depuis près de 50 ans au barrage de Poses, 150 km en amont de l'embouchure. Elles sont disponibles de manière hebdomadaire depuis 1941 (sauf en 1945 et 1959, données SNS⁷).

De 1941 à 1992, les mesures sont ponctuelles et dérivées de l'équation de Manning-Strickler⁸ qui prend en compte la hauteur des plans d'eau au barrage de Poses et de Notre Dame-de-la-Garenne. Cette méthode entraîne dans une certaine mesure une minimisation des données. De 1993 à 2004, les mesures sont faites en continu par ultra-sons et moyennées à la journée (com. Ficht A.). La DIREN de Haute-Normandie a réalisé en 2004 une comparaison des débits à la station de Poses avec les valeurs estimées par le SNS (Diren 2004). Cette étude démontre que les valeurs du SNS sont sous-estimées en étiage, en particulier pour des débits inférieurs à 400m³/s. Cependant, les écarts sont rares et espacés dans le temps. Ils ne sont importants que pour deux périodes : 09-1991 à 05-1992 et 06-2002 à 10-2003.

Le débit moyen annuel de la Seine depuis 1941 est de 430m³/s, auquel il faut appliquer une majoration de 10% d'après les ingénieurs du Port de Rouen, afin de tenir compte des affluents avals : Austreberthe, Andelle, Risle et Eure (Avoine J. 1981a; Guézennec L. 1999; Lesourd S. 2000; Garnaud S. *et al.* 2002).

⁷ Service de Navigation de la Seine, Ficht A., <http://www.seine-aval.crihan.fr>

⁸ $Vitesse = k_s * R^{2/3} * L^{1/2}$ avec k_s : constante de rugosité, R : rayon moyen (m) et L : pente du canal (m/m)

B. Le régime hydrologique de la Seine

Par définition, le régime hydrologique est relatif aux variations interannuelles des débits mensuels (Pardé M. 1966).

Deux saisons hydrologiques se distinguent (Fig.II-7) :

-**la crue** : elle correspond à l'augmentation plus ou moins brutale du débit, résultant des fortes précipitations en automne-hiver (Fig.II-8).

-**l'étiage** : il correspond au niveau annuel le plus bas atteint par le fleuve (d'après Roche M. 1986), au printemps-été pour la Seine.

Pour la Seine, la crue est hivernale et s'étend de décembre en avril en moyenne. Février marque en général le pic de crue (Fig.II-7 encart). Mais il peut arriver qu'un premier pic le précède en décembre. L'étiage débute en mai, lorsque le débit atteint la valeur du débit moyen annuel. L'écart à la moyenne pour les débits de crue et d'étiage est de $\pm 50\%$, ce qui indique un régime modéré. La gamme des débits s'étend de 1500-2500m³/s en crue à 250m³/s en étiage.

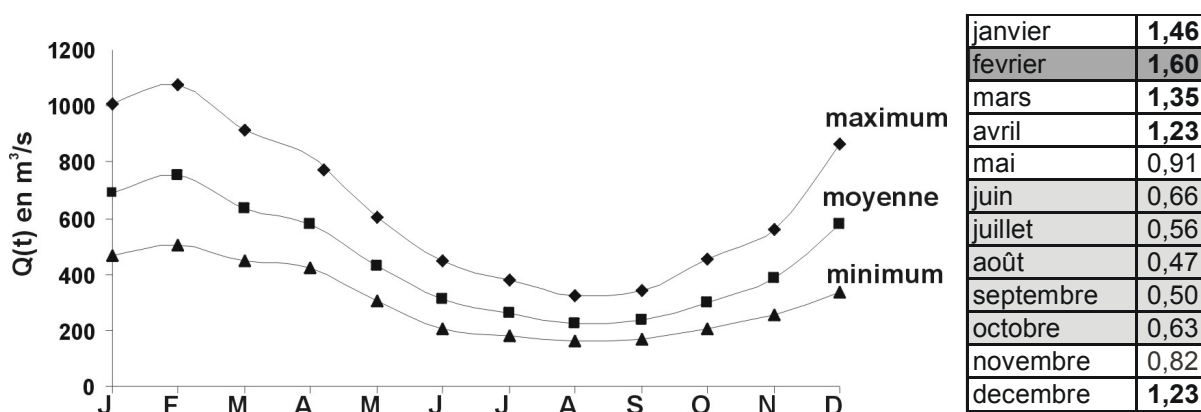


Figure II-7 Représentations des variations saisonnières du débit de la Seine pour la période 1941-2003 (données SNS, Ficht A.). Les débits de la Seine sont moyennés à l'échelle du mois. En encart : Le débit moyen mensuel rapporté au débit moyen annuel.

Le régime hydrologique de la Seine est relativement simple, caractérisé par deux variables : la crue et l'étiage. Cependant, les données disponibles sont apparemment biaisées pour les débits $>400\text{m}^3/\text{s}$ (Diren 2004). L'analyse des débits portera exclusivement sur l'évolution des crues du fleuve, phase la plus énergétique du système.

C. Analyse des crues de la Seine

L'analyse des crues est fondamentale pour un système comme la Seine. Elle permet de préciser la dynamique fluviale et donc sa capacité de transport sédimentaire. En alimentation moyenne, les vitesses d'écoulement sont faibles. Il faut une crue de $1200\text{m}^3/\text{s}$ pour obtenir 1.1m/s en surface et 0.75m/s au fond (Vigarié A. 1964), ce qui ne permet pas la traction des matériaux grossiers. Cependant, elle représente la partie la plus dynamique de l'année hydrologique, favorable à la remise en suspension et au transfert des sédiments vers l'aval, soit 200 à 500000 tonnes en moyenne par an (e.g. Avoine J. 1982). De fait, de nombreuses études portent sur l'analyse des débits de la Seine, en particulier dans le cadre du transfert de matériel particulaire (Avoine J. 1981a; Lesourd S. 2000; Garnaud S. *et al.* 2003; Tessier L. 2003).

L'analyse des crues de la Seine va consister à déterminer les variables les plus représentatives. Le but est par la suite de pouvoir les comparer. Ce travail reste à la mesure des besoins de l'étude, c'est-à-dire décrire l'état « énergétique » du système.

1. *Les causes de la crue*

Les causes de l'augmentation du débit peuvent être diverses: précipitation atmosphérique, fonte des neiges, vidange de réservoir (*etc...*).

En France, il existe principalement trois régimes de crues :

(1) La crue océanique : Elle se produit au cours d'une longue période pluvieuse venant de l'ouest. Elle survient en hiver et touche surtout le nord de la France (*i.e.* la Seine).

(2) La crue méditerranéenne : Les masses d'air chaud venues du sud se chargent en humidité au-dessus de la Méditerranée. Elles engendrent alors des précipitations importantes généralement en automne.

(3) La crue mixte : Elle résulte de la superposition des crues océaniques et méditerranéennes.

La Seine suit un régime simple de type pluvio-océanique (Tessier L. 2003), caractérisé par un écoulement moyen assez faible. Une pluviométrie importante est la condition nécessaire pour avoir de forts débits (Fig.II-8), mais elle n'est pas la seule. Le niveau des nappes souterraines et la réponse du bassin versant jouent également un rôle. Pour exemple, les débits importants de 2000-2001 sont associés à une saturation hydrique des sols très précoce en automne (Cantat O. *et al.* 2002).

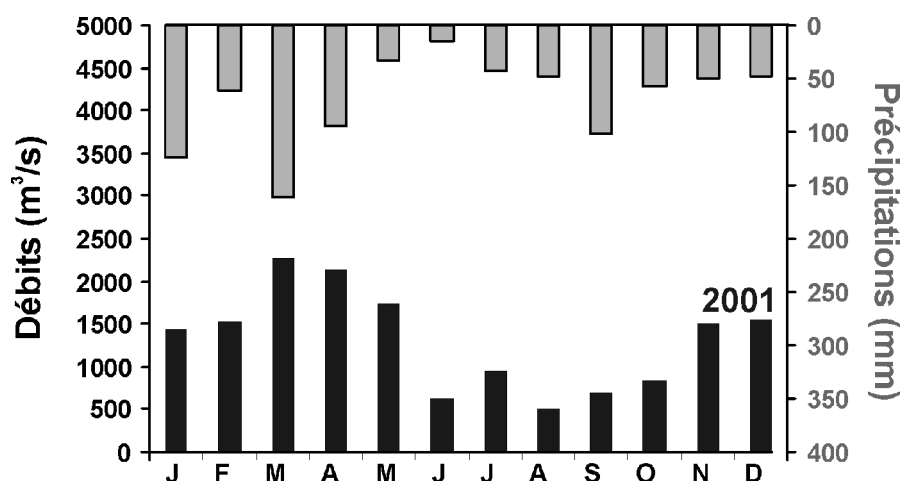


Figure II-8 Précipitations (cumulé mensuel en mm pour la plaine de Caen, données Météo-France) et débits (débit maximum mensuel, d'après données SNS, Ficht A. <http://seine-aval.crihan.fr/>) pour l'année 2001.

Les phénomènes physiques contrôlant une crue sont fonction de l'échelle de temps abordée. Pour la saison, l'évaporation et l'évapotranspiration agissent sur le niveau des nappes et indirectement sur l'écoulement de la rivière (effet réservoir). Annuellement, les évolutions mises en évidence sont liées aux forçages anthropique et climatique. La durée annuelle d'une crue est un bon indicateur de variation climatique (Hodgkins G.A. *et al.* 2003). Elle représente la réponse intégrée du bassin à la fluctuation des précipitations et de la température.

2. Caractérisation des crues

Afin de rendre compte de la dynamique d'une crue, les données peuvent être analysées en terme de fréquence, d'intensité et de durée des événements de crue (Fig.II-9, Oberlin G. & Hubert P. 1998; Javelle P. 2001).

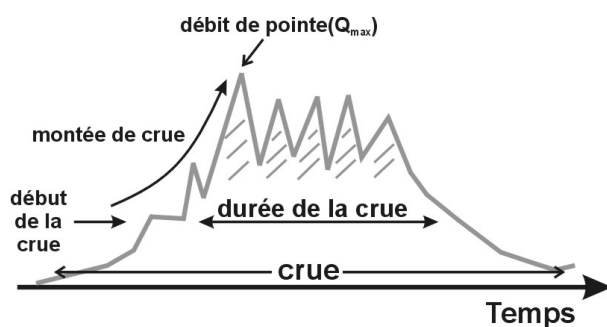


Figure II-9 Schéma de principe pour l'analyse des crues dans cette étude. L'intensité de la crue est fonction du débit de pointe (Q_{max}), de la durée et du nombre d'événements qui constituent le corps de la crue.

Le régime de crue de la Seine rapporté à la taille de son bassin versant est relativement faible comparé à d'autres estuaires comme la Loire et de la Gironde (Tab.II-1). Les barrages réservoirs en amont permettent par ailleurs un écrêtement des crues.

	crue (m ³ /s)	Bassin Versant (km ²)	$A=(\text{crue}/BV^{1/2})$
Rhône	10000	98000	31.94
Gironde	7300	74000	26.8
Loire	6400	118000	18.63
Rhin	5000	220000	10.6
Seine	2500	78650	8.91

Tableau II-1 Caractérisation des crues à partir de la définition de Pardé (1966) pour différents fleuves français, $A > 60$ crue forte et $60 > A > 120$ crue exorbitante.

Pour décrire un seul et même événement, l'année civile ne peut être utilisée. En effet, le découpage en année civile fait se superposer deux événements de crue génétiquement différents (Fig.II-10). Pour contraindre une seule et même crue, l'année est ici découpée de mai à mai⁹, soit à partir du premier mois de l'étiage en moyenne (Cf. Fig.II-7). Pour l'étude, cette période est dénommée « année hydrologique » (Fig.II-10). D'un point de vue sémantique, l'année hydrologique dite de 2001 correspond en réalité à la période mai 2000 à mai 2001. Le choix a été de délaissier l'étiage, dont les mesures sont parfois douteuses. La différence entre année civile et hydrologique est non négligeable. Pour le set de données de 1941 à 2003, l'erreur est d'environ 15%.

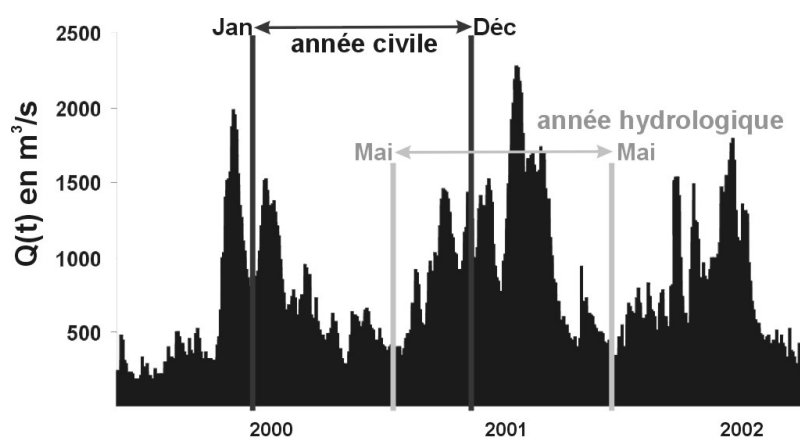


Figure II-10 Chronique des débits journaliers de la Seine de 2000 à 2002 : comparaison entre l'année civile et année hydrologique.

3. Récurrence, intensité et durée d'une crue

a) Période de retour des crues

La récurrence des crues repose sur l'analyse du débit de pointe de l'année hydrologique depuis 1941 (Fig.II-11).

- Les valeurs atteignant 700m³/s annoncent en moyenne le début de crue.
- La courbe de récurrence montre une inflexion vers 1500m³/s, valeur seuil d'une crue décennale (Q_{10}). Une crue centennale comme celle de 1910 peut atteindre 2800m³/s (Aciri 1997).

⁹ Une année hydrologique s.s. pour un hydrogéologue est découpée d'octobre à octobre, soit à partir de la fin de l'étiage.

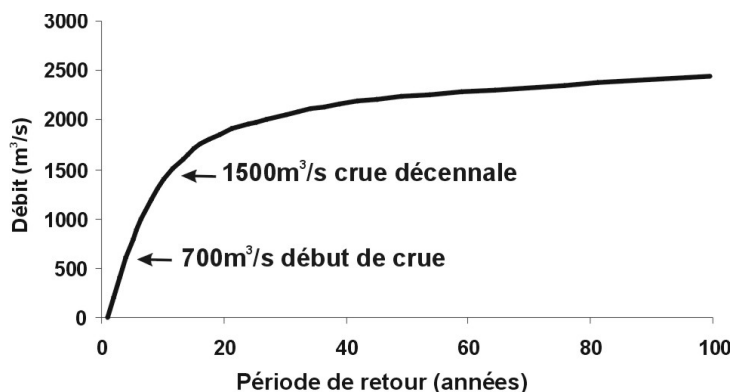


Figure II-11 Récurrence des crues pour la période 1941-2002 (données SNS, débit de pointe de l'année hydrologique).

b) Intensité d'une crue : durée et amplitude

(1) *Durée d'une crue*

Afin de définir la durée caractérisant la dynamique de crue, le Cemagref propose une méthode permettant de déterminer un coefficient D, le coefficient de Socose (Cemagref 1980). La méthode a été simplifiée ici, d'après les travaux de Javelle (2001). Dans un premier temps, il s'agit de calculer pour chaque hydrogramme de crue, la durée T_s pendant laquelle le débit dépasse la moitié du débit de pointe (Q_{\max}).

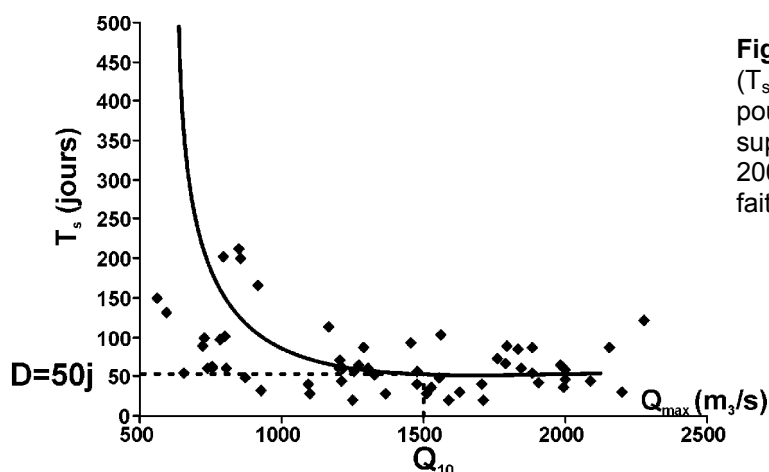


Figure II-12 Nombre de jours (T_s) de l'année hydrologique pour lesquels le débit est supérieur à $\frac{1}{2} Q_{\max}$ de 1941 à 2002 (mesures journalières faites à Poses).

La méthode consiste à représenter l'évolution de T_s en fonction de Q_{\max} (Fig.II-12), obtenu ici pour 59 crues depuis 1941. Il faut définir plusieurs classes de Q_{\max} , calculer la durée d_s (médiane des valeurs de T_s dans la classe) et ensuite tracer la courbe reliant ces valeurs médianes. La durée D (durée Socose) est lue sur cette courbe. L'obtention de D avec ce type de nuage de points est légèrement subjective. Il convient dans la pratique de se concentrer sur la crue décennale (Javelle P. 2001).

Pour la Seine, la durée moyenne d'une crue décennale ($Q_{\max}=1500\text{m}^3/\text{s}$) sera de 50 jours, pendant laquelle le débit est supérieur à $700\text{m}^3/\text{s}$ (Cf. Fig.II-11). La durée D est relative au bassin versant. C'est un ordre de grandeur, utile comme indice de durée des crues de la Seine.

(2) Amplitude de la crue

La crue n'est pas seulement fonction du débit de pointe. Le choix de certaines valeurs comme débits de références permet de la qualifier. Ces valeurs « seuils » donnent une échelle d'intensité des crues, fonction du nombre d'événements supérieurs ou inférieurs, ainsi que la durée pour laquelle il reste soutenu (Javelle P. 2001).

Dans le cas de la Seine, le régime est simple. La durée de l'épisode de crue (*i.e.* $Q >$ un seuil défini) est fonction du débit de pointe. Le nombre de jours de fort débit est en moyenne proportionnel au débit de pointe (Fig.II-13). Depuis 1941, une crue atteignant un débit de $1500\text{m}^3/\text{s}$ présente de manière discontinue : 26 jours de débit $\geq 1000\text{m}^3/\text{s}$ et 7 jours $= 1500\text{m}^3/\text{s}$. De plus, un débit de pointe fort correspond à un débit moyen annuel fort et à une durée de la crue proportionnelle. L'inverse est également vrai.

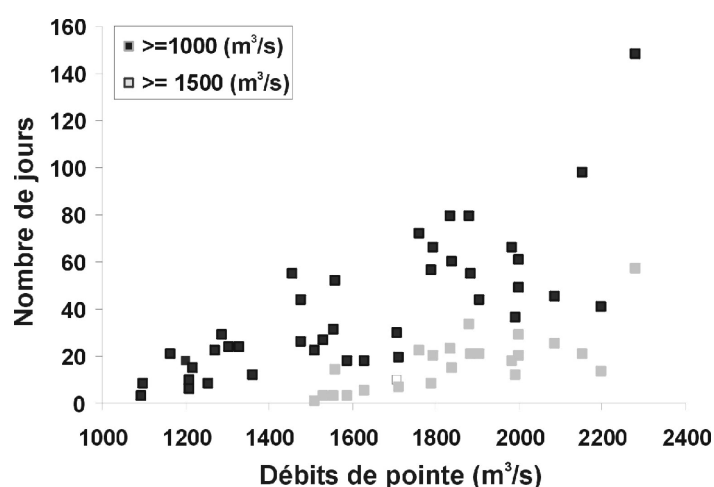


Figure II-13 Rapport entre le débit de pointe de l'année hydrologique et le nombre de jours pour lequel le débit est supérieur à 1000 et $1500\text{m}^3/\text{s}$, entre 1941 et 2003.

Le régime hydrologique de la Seine est donc caractérisé comme suit : La durée et la force de la crue sont proportionnelles au débit de pointe. Cette variable est donc représentative à elle seule de l'intensité d'une crue (amplitude et durée).

4. Déroulement d'une crue

Si deux crues peuvent être similaires en terme d'intensité (Q_{\max}), leur déroulement peut être très différent. Une crue est également constituée d'une succession d'événements qui en composent le corps (Fig.II-9 et 10). Au-delà de l'intensité, il faut s'intéresser à l'organisation de la crue, c'est-à-dire la répartition des événements dans l'année. Deux crues ayant un débit de pointe équivalent en sont un bon exemple, comme 1995 (Q_{\max} : $2150\text{m}^3/\text{s}$) et 2001 (Q_{\max} : $2280\text{m}^3/\text{s}$).

	1994-1995		2000-2001	
	jours	%	jours	%
$\geq 1000\text{m}^3/\text{s}$	98	74	148	67
$\geq 1500\text{m}^3/\text{s}$	21	16	57	26
$\geq 2000\text{m}^3/\text{s}$	13	10	15	7

Tableau II-2 Caractérisation de l'intensité des crues de 1994-1995 et 2000-2001 en fonction du nombre de jours dépassant certaines valeurs seuils.

L'intensité est la même (Tab.II-2), mais la montée en crue est différente. La crue de 1994-1995 est subite et soutenue durant cinq mois (janvier à mai, Fig.II-14). Le temps de montée de la crue 2000-2001 est plus progressif. Elle débute trois mois plutôt en octobre et se termine également au printemps. A la différence de la première, cette crue fait suite à deux années très humides. Les nappes atteignaient leur niveau record depuis au moins trente ans (Cantat O. *et al.* 2002). Si le débit de pointe semble bien caractériser l'intensité de la crue (i.e. durée et amplitude), la combinaison d'événement joue également un rôle déterminant. Deux crues de force identique ne s'apprécieront pas de la même façon si elles font suite à plusieurs années sèches et/ou humides.

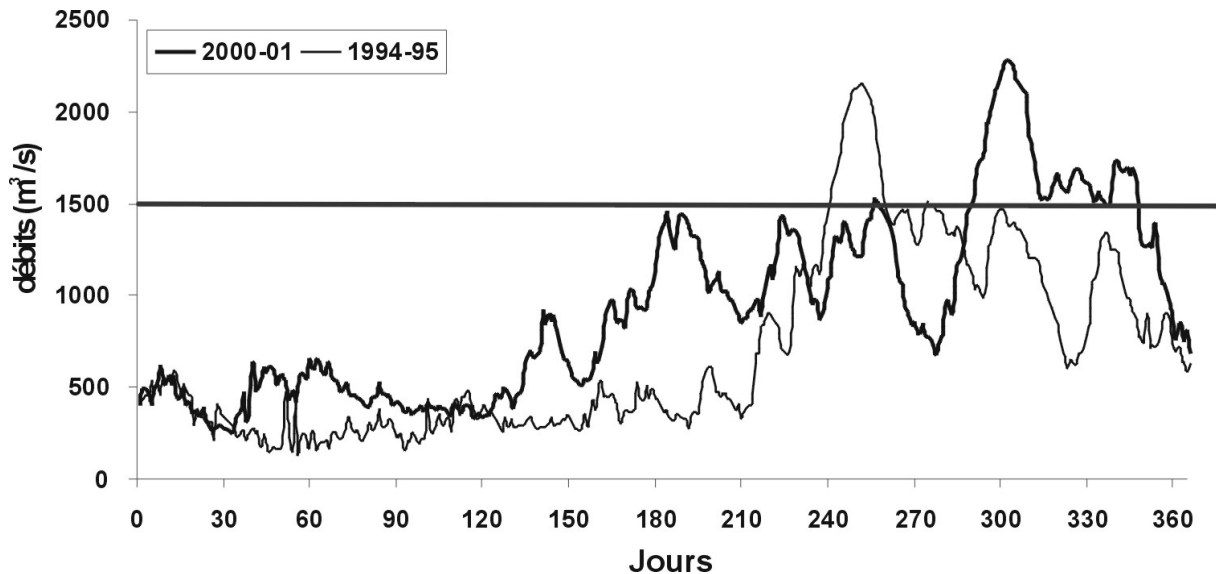


Figure II-14 Débits journaliers pour les années hydrologiques 1994-1995 et 2000-2001.

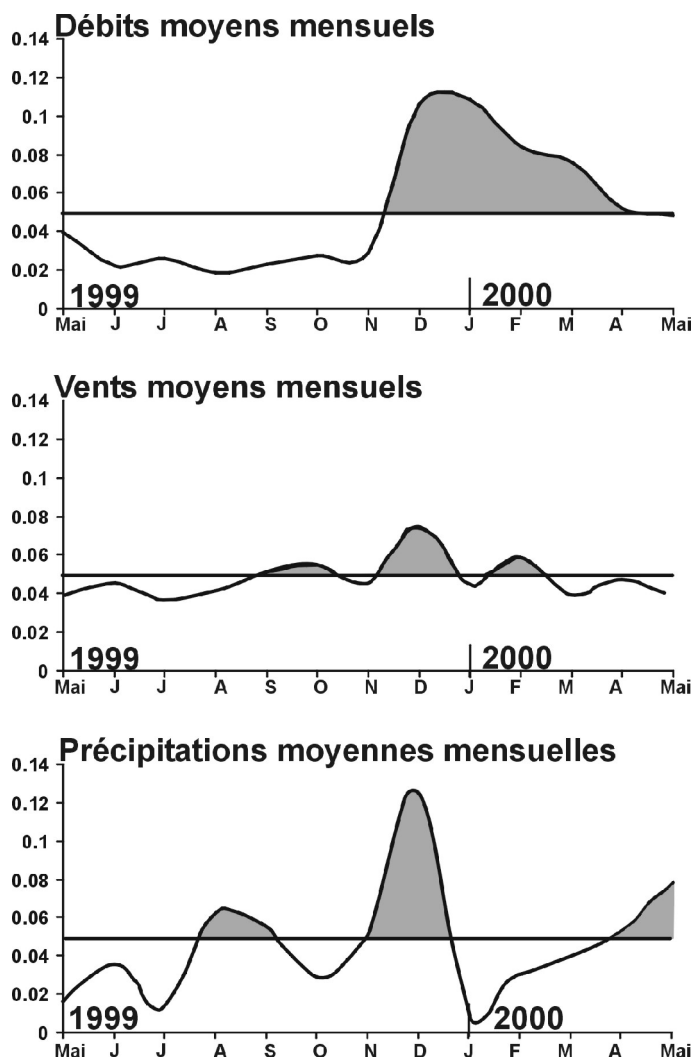


Figure II-15 Chroniques des débits, des vents et de la pluviométrie en relation à l'échelle annuelle (année hydrologique). Les données de débits, pluies et vents sont moyennées mensuellement et normalisées sur 1. Afin de mettre en évidence la dynamique de tempête, seuls les vents supérieurs à 15m/s ont été pris en compte.

L'analyse des données disponibles de marée, vent et débits permet de décrire le contexte hydro-météorologique dans lequel évoluent actuellement l'estuaire et la Baie de Seine.

Crue et vent ont un caractère saisonnier prononcé à l'embouchure de l'estuaire. Les phases d'agitation maximum se concentrent en hiver (Fig.II-15). Cette distribution des événements « forts » au cours de l'année est typique d'un climat océanique tempéré. Le régime des vents au large du Havre est lié au régime des dépressions circulant d'ouest en est entre les parallèles 50°N et 60°N, ainsi qu'à l'anticyclone Atlantique stationnant au-dessus des Açores.

En hiver, ces dépressions diminuent aux abords du continent et amènent à l'embouchure des vents de sud-ouest tournant vers le nord par l'ouest. L'été se caractérise par une activité anticyclonique marquée par une augmentation des vents de secteur nord en général.

IV. VARIATION CLIMATIQUE CENTENNALE A PLURIANNUELLE

Pour chacun des paramètres (marée, vent, houle et débit) l'analyse des données permet de déterminer des variables qui rendent compte de l'état énergétique du système. Le contexte actuel est-il cependant représentatif à plus long terme (10^1 - 10^2 années) ? Quelle est donc la tendance ? La synthèse de données éparses de débits, de pluviométrie, conditions de vent (activité de tempête) et cycle de marée pluriannuel va nous permettre de discuter de l'histoire hydro-météorologique à l'échelle séculaire. Si des phénomènes comme les crues et les tempêtes intègrent la réponse du système aux variations climatiques, est-il possible à travers leur fluctuation de contraindre un ou plusieurs moteurs climatiques ?

A. Evolution des débits et tempêtes

1. *Historique de l'activité de tempête*

L'évolution de l'activité de tempête à l'embouchure de la Seine est représentée figure II-16. Cette chronique est le résultat de notre synthèse des mesures journalières au Cap de la Hève depuis 1951 (Loc. Fig.II-3, vitesses moyennes journalières seules). Elle est comparée à l'évolution de l'activité de tempête de 1881 à 2000, pour le nord-ouest de l'Europe (Wasa 1998; Alexandersson H. *et al.* 2000)¹⁰. L'équipe de chercheurs scandinaves a utilisé les mesures de pressions au niveau de la mer. L'analyse de ces résultats montre que :

A l'échelle du système Baie-estuaire de Seine : 1951-2000

- Le contexte météorologique a beaucoup évolué depuis 50 ans. La période actuelle est même au cœur d'une phase « paroxysmale ».
- L'activité de tempête augmente rapidement depuis 1980 à l'embouchure de la Seine (Costa S. 1997), mais également dans un contexte élargi à l'Europe du nord.

-A l'échelle de l'Europe du nord : 1881-2000

1. La fin du XIX^{ième} siècle présente une intense activité de tempête. Cette dernière est décroissante jusqu'au milieu du XX^{ième} siècle, avec un minimum pour les années 1960-1970.
2. Les valeurs actuelles sont comparables à celles de la fin du XIX^{ième} siècle.

La similitude entre l'évolution des deux courbes depuis 1950, nous permet d'envisager une extrapolation des conditions de tempêtes à l'embouchure de la Seine pour la période 1881-1950, à partir de la courbe d'Alexandersson *et al.* (2000).

¹⁰ Les travaux d'Alexandersson *et al.* (2000) sont disponibles sur Internet et le réseau WASA (Waves And Storms in the North Atlantic, <http://w3g.gkss.de/G/Mitarbeiter/storch/wasa.html>), qui s'intéresse à l'évolution séculaire de l'activité de tempête.

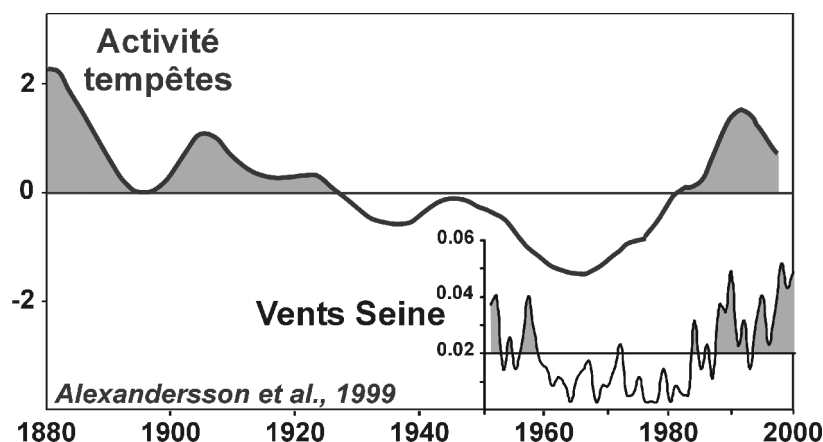


Figure II-16 Activité de tempêtes de ces deux derniers siècles. De 1881 à 1998, le graphique représente l'activité de tempêtes pour les îles Britanniques, la mer du Nord et la mer de Norvège (*i.e.* Europe du Nord). La courbe représente la moyenne mobile sur trois ans des données de champ de pression atmosphérique elles-mêmes normalisées (mesures journalières, Alexandersson H. *et al.* 2000). *En bas* : Dynamique de tempêtes pour l'estuaire de la Seine (vents >15m/s) entre 1951 et 2001. Cela représente 16458 données de mesures journalières au Cap de la Hève et 1805 vides (source Météo-France). Les données annuelles ont été ensuite normalisées sur 1. Les zones grisées marquent les périodes pour lesquelles l'activité de tempête est supérieure à la moyenne du set de données.

Bien que limitée aux régions côtières et ne permettant qu'une évaluation indirecte de la force des vents réels, les observations d'Alexandersson *et al.* (2000) et du groupe WASA (1998) semblent indiquer une variabilité multidécennale (≈ 50 ans) de la fréquence des tempêtes (Planton G. & Bessemoulin P. 2000). Une telle évolution laisse à penser que le régime des vents a peut-être évolué.

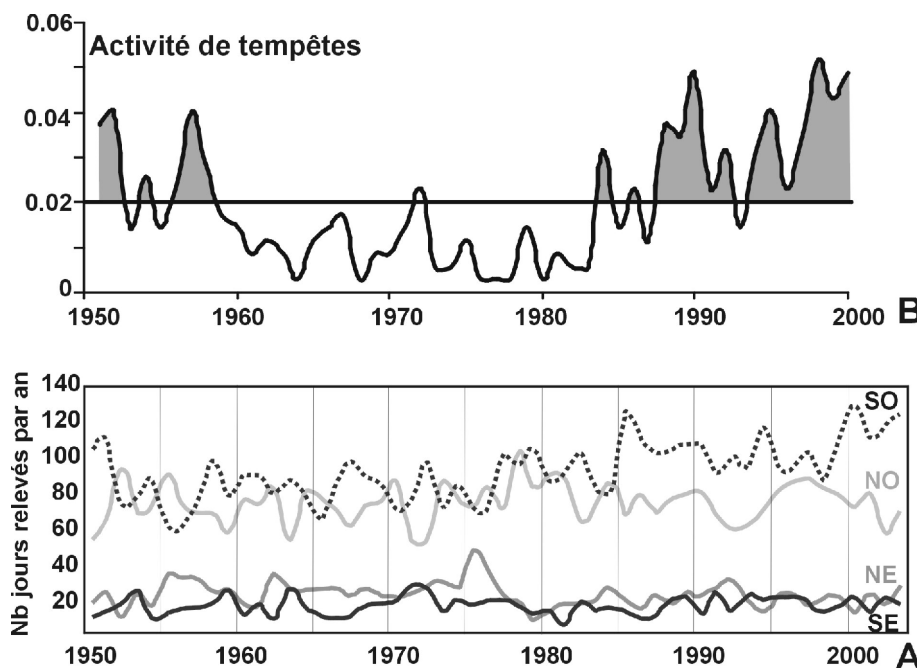


Figure II-17 Evolution du contexte météorologique de la Baie de Seine depuis 1950. **A/** Activité des tempêtes (Cf. Fig.II-16), **B/** Evolution de l'origine des vents sur l'île de France depuis 1950 (d'après Barbery M. 2004).

Actuellement en Baie de Seine, les tempêtes se marquent principalement par des vents de SO (Fig.II-3 et 4). Depuis le milieu des années 1980, l'intensification des tempêtes observées (Fig.II-16) se traduit essentiellement par une augmentation de l'occurrence des vents de SO déjà dominants et une diminution des vents à composante N et E (Fig.II-17B, Barbery M. 2004).

2. Historique des crues de la Seine et de la pluviométrie

La chronique des débits de pointe au barrage de Poses (1941-2002) peut être étendue jusqu'à 1875 (Fig.II-18), grâce aux données de jaugeages de la station de Mantes 220 km en amont de l'embouchure (Acri 1997)¹¹. Les mesures de précipitations de 1890 à 2002 ont été faites à Caen (données Météo-France). Ces deux chroniques long-terme peuvent être corrélées.

Comme les résultats l'ont précédemment montré, actuellement le débit de pointe de la Seine est en relation avec les précipitations hivernales (Fig.II-8). Nous avons donc choisi d'utiliser un indice saisonnier, soit la valeur moyenne des précipitations de décembre à mars (indice hivernal), pour affiner la comparaison.

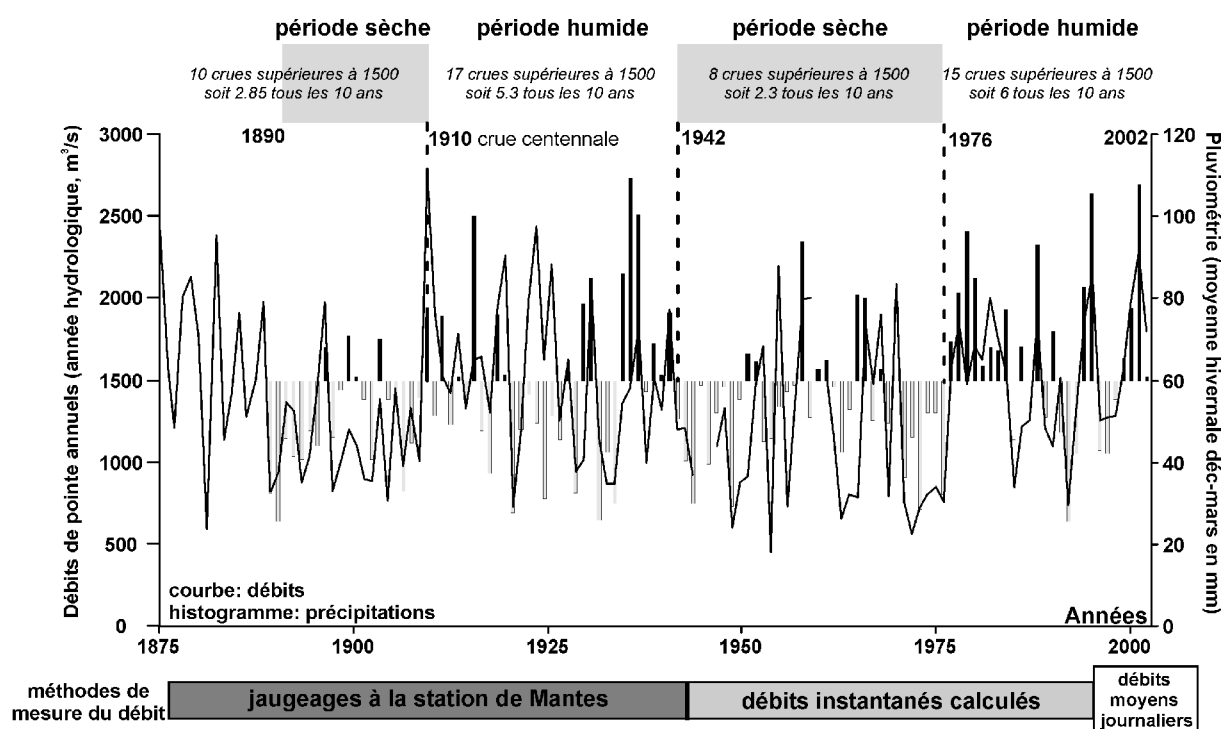


Figure II-18 Evolution des débits de pointe pour la Seine de 1875 à 2002 (d'après les données du SNS Ficht A. et Acri 1997). Le procédé de mesure est rappelé. Les années pour lesquelles le débit de pointe est $>1500\text{m}^3/\text{s}$ sont notées. En grisé, les phases pour lesquelles le débit reste faible plusieurs années de suite.

Le régime hydro-météorologique de l'estuaire de la Seine est marqué par une importante variabilité inter-annuelle des valeurs de précipitation et de débits de pointe, avec une disparité importante entre des années sèches et humides (i.e. précipitations moyenne hivernale $>60\text{mm}$). Cette variabilité se matérialise par une alternance de périodes sèches et humides depuis 1890, d'une durée moyenne de 25 à 30 ans (Fig.II-18).

¹¹ <http://www.aesn-etudes.com/fiches/hydr/97hydr6.htm>

Lors des périodes humides, le nombre de crues supérieures à $1500\text{m}^3/\text{s}$ est en moyenne de 6/10 ans. A l'inverse lors des périodes sèches, ce nombre est divisé par deux. La dernière phase depuis 1976 est particulièrement humide. Sur 25 années, 16 présentent des précipitations supérieures à la moyenne de la chronique, soit 65%. Cela se traduit par 5 crues supérieures à $2000\text{m}^3/\text{s}$. Pour cette période, l'indice de corrélation entre les deux séries est d'environ 0.8, alors qu'il n'est en moyenne que de 0.4 pour les trois périodes précédentes définies.

Cette différence peut s'expliquer de deux manières :

Hypothèse 1 : la validité des données comparées

La chronique des débits reconstitués est une synthèse de mesures en deux points éloignés de la Seine : à Poses 150 km en aval de l'exutoire de la Seine en mer et à Mantes bien plus en amont proche de Paris. Les mesures de précipitations, quant à elles, faites à Caen à l'ouest des bassins versant de la Seine. Il est possible que la régionalisation des pluies¹², les nappes, la perméabilité des sols des différents bassins versants rendent difficile la comparaison inter-annuelle des deux chroniques. Cependant à l'échelle pluriannuelle, ces deux paramètres répondent à un forçage climatique plus global et restent comparables en terme de tendance.

Hypothèse 2 : facteurs naturel et anthropique

La meilleure corrélation entre les deux chroniques depuis 1976 coïncide avec une phase très humide : fortes pluies et fortes crues, contrairement aux périodes antérieures relativement plus sèches. Un automne-hiver exceptionnellement pluvieux peut avoir saturé les sols, sujets à un ruissellement plus important dès que les averses s'intensifient, entraînant des crues importantes. Cette phase moderne correspond également à un changement des pratiques rurales et de l'occupation des sols, accélérant considérablement l'imperméabilisation des sols :

- conversion des prairies en labours (36.5% en Seine-Maritime entre 1970 et 1988),
- diminution du linéaire de haie du bocage normand (-46% en 15 ans)¹³,
- construction de routes et zones pavillonnaires

Une étude du bassin versant de l'Austreberthe (affluent de la Seine) a montré que les crues étaient plus fréquentes, le temps de montée plus rapide et les volumes écoulés quatre fois plus important aujourd'hui, qu'il y a trente ans (Sema 1995).

Depuis 1980, la force des crues augmente également de manière exponentielle. Ces dix dernières années, les crues de 1995 et 2001 par exemple présentent plus de 100 jours de débits soutenus, soit 1/3 de l'année hydrologique (Cf. Fig.II-14).

La chronique des crues reconstituée montre également une différence dans la succession des événements. Certaines périodes (e.g. 1898-1910, 1963-1966, 1971-1977, Fig.II-19) sont marquées par une succession de débits plus faibles suivie par de très fortes crues. Au contraire, la montée en puissance des crues peut être plus progressive (e.g. 1992-95 et 1998-2001). La succession d'événements joue certainement un rôle sur la dynamique du système fluvio-estuarien. L'impact de deux crues de même intensité sera certainement fonction des événements antérieurs.

¹² Sur les bassins de la Seine et de ces affluents, il pleut en moyenne plus à l'ouest qu'à l'est, bénéficiant dans leur partie amont de conditions pluviométriques plus modérées (sources : <http://seine-normandie.brgm.fr/>).

¹³ Chiffres : <http://arehn.asso.fr>

Le régime hydro-météorologique auquel sont soumis aujourd'hui la Baie et l'estuaire de la Seine n'est donc pas représentatif des conditions à long-terme (séculaire). Au contraire, il s'inscrit même dans une tendance « d'énergie » croissante, marquée par des tempêtes et des crues plus fortes et plus fréquentes. Ces événements sont comparables aux variations climatiques à l'échelle de l'Europe du Nord. De nombreuses études en climatologie depuis une dizaine d'années traquent le phénomène à l'origine de cette variabilité climatique reconnu sous le nom d'Oscillation Nord Atlantique.

B. Le facteur de contrôle des régimes de crues et tempêtes : La NAO

Outre les grandes tendances à long terme (*i.e.* optimum médiéval, petit âge glaciaire), le climat européen est très variable à l'échelle de quelques années. Depuis une dizaine d'années, les climatologues étudient un balancier atmosphérique au niveau de l'Atlantique entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores : l'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO selon l'acronyme anglais). Depuis, cet indice climatique est le plus utilisé pour établir les prévisions météorologiques hivernales pour l'Europe-Atlantique Nord.

1. L'Oscillation Nord Atlantique

a) Définition

L'Oscillation Nord Atlantique est le mode dominant de variabilité climatique interannuelle à multidécennale pour l'Atlantique Nord (Hurrell W. 1995; Hurrell W. & Van Loon H. 1997; Meincke J. 2002). L'origine de la NAO est encore très discutée (Hurrell W. 1995; Sutton R.T. & Allen M.R. 1997; Hurrell J.W. *et al.* 2001). Il est suggéré que la NAO soit une expression régionale de l'oscillation arctique (OA), caractérisée par un balancier atmosphérique entre le pôle et les moyennes latitudes au niveau de l'Atlantique et du Pacifique. L'OA détermine le positionnement et la trajectoire des dépressions de l'hémisphère Nord (Thompson D.W. & Wallace J.M. 1998).

Différents forçages semblent contrôler la NAO : l'intensité de l'activité solaire (Kodera K. 2003), l'activité volcanique et également l'effet de serre (Wanner H. 1999). L'évolution durant ces trois dernières décennies de l'indice de la NAO montre la même signature spatiale que le réchauffement observé au cours du siècle dernier. Cette tendance climatique pourrait être en partie liée aux activités humaines et à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (Cassou C. & Terray L. 2003).

b) L'indice de la NAO

La NAO lie l'intensité de la dépression d'Islande à la force et à l'extension de l'anticyclone des Açores (Cassou C. & Terray L. 2003). L'indice de la NAO a été défini à partir des variations de pressions à la surface de la mer entre les Açores et l'Islande (Rogers J.C. 1984). Les chroniques de champ de pression sont relativement longues et classiquement utilisées pour caractériser l'oscillation. La reconstruction de l'indice de la NAO a progressé ces dix dernières années en fonction la méthode utilisée (Tab.II-3) :

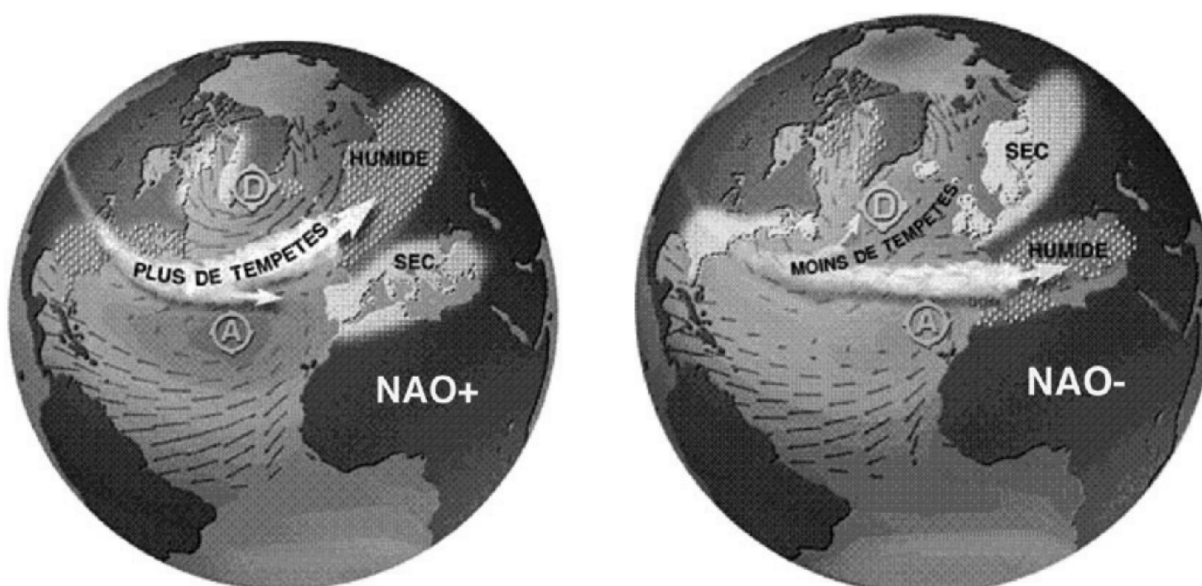
Chronique depuis	Méthodologie	Sources
1864	champ pression et T° entre Lisbonne et l'Islande	(Hurrell J.W. 1995; Hurrell J.W. & Van Loon H. 1997)
1821	entre Gibraltar et le SO de l'Islande	(Jones P.D. <i>et al.</i> 1997)
1650	carotte de glace à l'ouest du Groenland	(Appenzeller C. <i>et al.</i> 1998)
1700	dendrochronologie	(Cook E.R. <i>et al.</i> 1998)
1750	synthèse des données précédentes	(Cullen H. <i>et al.</i> 1999)

Tableau II-3 Reconstitution de plus en plus longue de l'indice de la NAO et méthodes utilisées.

La NAO est le mode dominant pour ce qui concerne la variabilité climatique en Europe de l'ouest (Hurrell J.W. 1996; Osborn T.J. *et al.* 1999). Elle joue un rôle sur la distribution régionale des T° de surface et des précipitations (Hurrell W. & Van Loon H. 1997; Enfield D.B. *et al.* 2001). La moyenne saisonnière hivernale de l'indice est traditionnellement pris en compte. En effet en terme d'impact, la signature de la NAO est souvent la plus forte à cette époque, relative à l'activité atmosphérique maximale associée (soit décembre-mars, Hurrell W. 1995; Hurrell J.W. 1996; Hurrell W. & Van Loon H. 1997; Osborn T.J. *et al.* 1999). Compte tenu que les tempêtes et crues pour notre zone d'étude sont essentiellement hivernales (phase la plus dynamique de l'année, Fig.II-4 et 10), cet indice a été retenu pour la suite du travail.

c) Phase positive et négative

La NAO oscille entre deux modes (Fig.II-19) :



reproduction des pages internet
du Lamont-Doherty Earth Observatory

Figure II-19 Modes d'oscillation de la NAO : phases positive et négative.

En phase positive, la différence de pression atmosphérique entre l'Islande et les Açores est plus importante que la normale (creusement de la dépression, gonflement et intensification de l'anticyclone). Ce renforcement du gradient méridien de pression sur l'Atlantique Nord induit un renforcement des vents dominants O-SO en hiver au-delà du 45°N. Il correspond à un déplacement vers le nord des centres dépressionnaires, associés à une augmentation de l'activité des tempêtes. Au nord de l'Europe, les hivers sont plus humides, plus doux et marqués par des vents plus forts. Au contraire compte tenu du renforcement des hautes pressions au sud, les régions Méditerranéennes sont protégées des tempêtes et connaissent des hivers secs.

En phase négative, les effets sont opposés. La différence de pression est réduite. Les vents d'ouest étant affaiblis, les masses d'air froid arrivent de Sibérie. Dans ce cas, l'hiver est souvent de régime anticyclonique et froid.

2. Evolution de l'indice sur les 150 dernières années

La variabilité interannuelle de l'indice de la NAO est importante. L'analyse spectrale de l'indice ne montre pas réellement de cycle ou période, mais plutôt des phases plus ou moins fortes d'environ une dizaine d'années (12 et 6 ans, Hurrell W. 1995). Cette variabilité s'est accentuée depuis 1900.

L'utilisation d'un filtre passe-bas (FFT smoothing, fréquences ≤ 10 ans) permet de mettre en évidence la tendance générale d'évolution depuis 1880. La tendance à la fin du XX^{ième} siècle est dominée par ce schéma décennal, privilégiant les phases négatives entre 1950-60 et positive depuis 1980 (Fig.II-20). Ces trente dernières années se rapprochent du début du siècle, où une certaine persistance en phase positive était également décelable, mais contrastent par de fortes valeurs de l'indice. Sept parmi les dix valeurs les plus élevées, depuis 150 ans, s'enregistrent après 1980 (Cassou C. & Terray L. 2003).

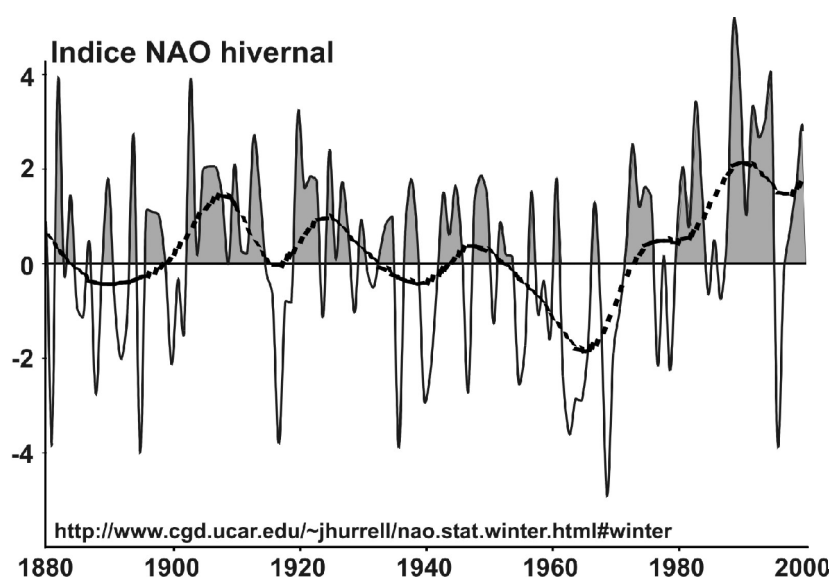


Figure II-20 Evolution de l'indice de la NAO hivernal (moyenne décembre à mars, données Hurrell J.).

Cet indice est basé sur la différence normalisée de la pression au niveau de la mer entre Ponta Delgada (Açores) et Stykkishulmur (Islande).

En gras, la courbe de tendance (filtre passe-bas 10 ans).

3. Corrélation entre les paramètres hydro-climatiques et l'indice de la NAO

L'objectif est de déterminer dans quelles proportions, le système étudié est sensible à cet indice climatique. Pour ce faire, l'ensemble des chroniques reconstituées de débit, de vent et de marée pour la Baie et l'estuaire de la Seine sont ici comparées à différentes échelles de temps : centennale (1880-2000) et pluriannuelle (1950-2000). Pour l'activité de tempête, les mesures de vent en Baie de Seine à notre disposition ne commencent qu'en 1951. L'excellente corrélation avec les mesures long-terme de l'activité de tempête en Europe de l'ouest permet toutefois d'extrapoler jusqu'à 1880 (Fig.II-16 Alexandersson H. *et al.* 2000).

a) Echelle centennale

Comme on vient de le voir (Fig.II-20), la chronique de la NAO depuis 1880 est formée d'une succession de phases à dominante positive (1900-1936, 1972-2003) ou négative (1885-1900, 1936-1972). La comparaison avec la chronique des débits de pointe (Fig.II-21A) montre que les phases préférentiellement positives de l'indice correspondent à des périodes de forts débits (période humide, Fig.II-18), et à inversement les phases négatives à des périodes de débits plus faibles (période sèche, Fig.II-18). Pour ce qui est de l'activité de tempête, la tendance depuis 1880 est très proche de celle de la NAO (indice de corrélation : 0.65), une activité de tempête élevée correspondant à une phase positive de l'indice.

A l'échelle centennale, il s'avère donc que l'activité des tempêtes et des crues (i.e. pluviométrie associée) sont modulées par le phénomène NAO. Les événements hydro-météorologiques les plus « énergétiques » correspondent aux phases pluriannuelles essentiellement positives de l'indice de la NAO.

La cyclicité long-terme (18,6 ans) de la marée est quant à elle indépendante de la NAO, les facteurs forçant étant différents. Cependant, la comparaison entre les chroniques (Fig.II-21A) montre des périodes de conjonction entre les paramètres, c'est à dire des périodes pendant lesquelles les événements sont paroxysmaux simultanément (aussi bien fort que faible) ou en opposition (Tab.II-4). Ces coïncidences ne sont pas bénignes pour l'évolution du domaine littoral. L'action des houles de tempêtes sera d'autant plus importante qu'elles coïncident avec de forts marnages, par exemple.

NAO \ marée	+	-
+	1880-1890 1988-1998	1944-1952
-	1935-1944	1880-1900 1965-1970

Tableau II-4 Périodes de coïncidence entre les événements hydro-météo (tempêtes et crues) relatifs à l'indice de la NAO : forts en phase + et faibles en phase -. Les périodes de fortes ou faibles marées sont extraites du signal tidal à 18,6 ans.

b) Echelle pluriannuelle (1951-2000)

Un zoom sur la seconde partie du XX^{ième} siècle permet de préciser cette connexion avec la NAO à plus haute fréquence. Les valeurs de l'indice supérieures à +1 ont été repérées afin de signifier les années franchement positives (Fig.II-21B). Parallèlement, les crues importantes (i.e. $>1500\text{m}^3/\text{s}$) et les années tempétueuses (plus de 10 jours de tempête/an) ont été également repérées.

La comparaison entre les pics positifs de la NAO et les années « énergétiques » n'est pas très significative depuis 1950. Seuls 50% des événements forts correspondent à des pics de NAO+ (i.e. $>+1$). Cependant, si l'on se rapporte à la tendance évolutive de l'indice évoquée précédemment (Fig.II-21A). Les chroniques peuvent se diviser en deux parties : 1950-1972 période pour laquelle l'indice est globalement plus négatif et à l'inverse entre 1972-2003, plus positif. Cette première phase – ne représente en terme de débits que 9 crues supérieures à $1500\text{m}^3/\text{s}$ contre 17 en phase +. A contrario entre 1950 et 1972, 7 fois plus de crues $<1000\text{m}^3/\text{s}$ (14 crues) sont recensées, qu'après 1972. Pour les vents c'est la même chose, la phase – est 3 fois moins tempétueuse.

La correspondance interannuelle entre la NAO et les facteurs hydro-météorologiques n'est pas très claire. Au contraire à l'échelle pluriannuelle (5 à 10 ans), elle le devient. Des périodes plus positives de la NAO correspondent bien à des phases plus énergétiques, tout particulièrement depuis le milieu des années 1980. De plus, l'intervalle 1985-1995 est en phase avec des années de fortes marées.

De nombreuses études actuellement tendent à faire ce type de corrélation, tout particulièrement avec l'indice hivernal (Zhongwei Y. *et al.* 2004). La NAO joue un rôle important sur la distribution, l'intensité et la fréquence des tempêtes (e.g. Hurrell W. 1995; Hurrell J.W. 1996; Hurrell W. & Van Loon H. 1997; Viles H.A. & Goudie A.S. 2003). En Ukraine (Loboda N. *et al.* 2005), Finlande-Norvège (Uvo C.B. 2003) et Atlantique Nord (Dai A. *et al.* 1997), la NAO (indice hivernal) peut expliquer entre 10 et 20% de la variance des pluies hivernales.

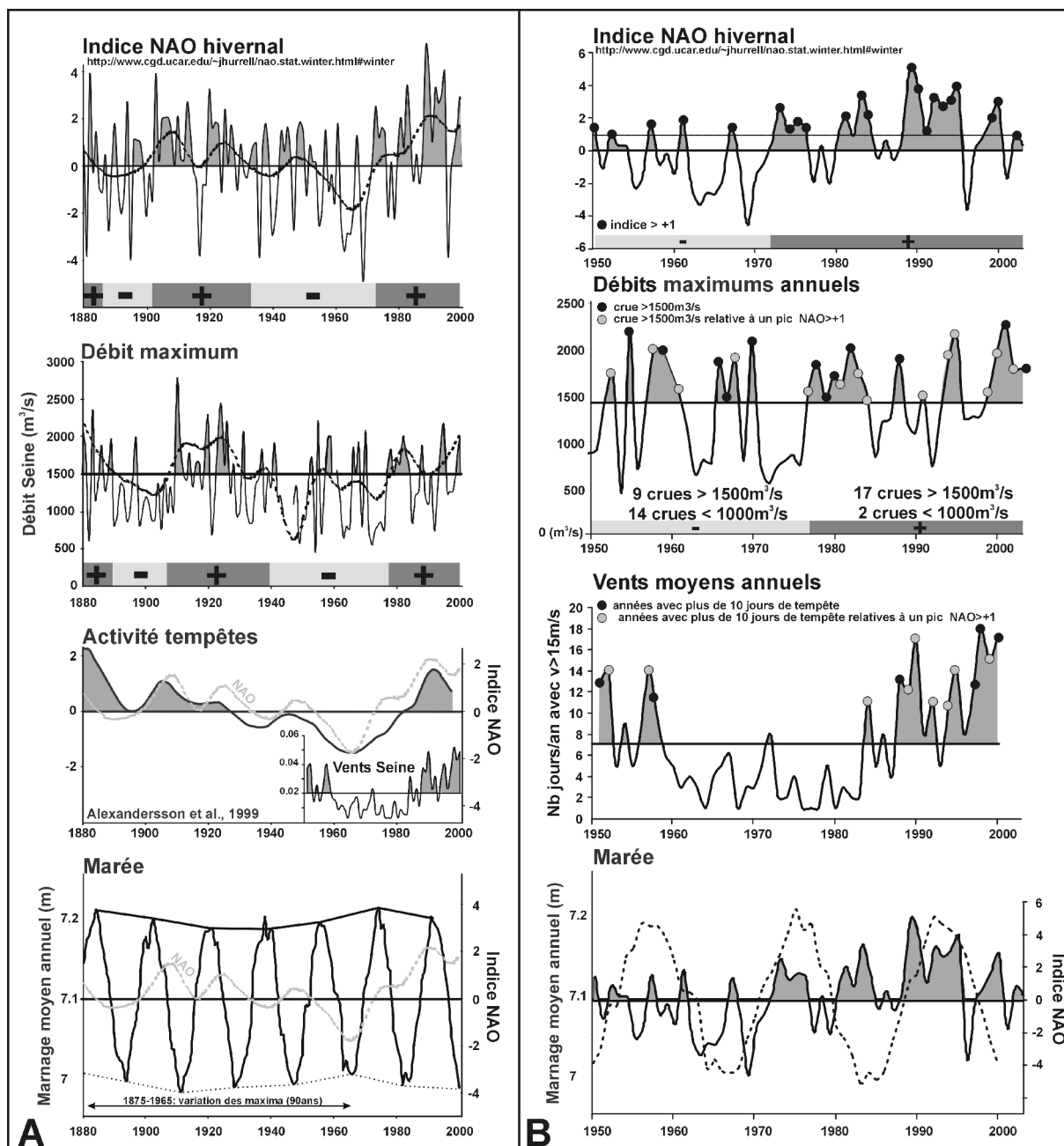


Figure II-21 Synthèse des chroniques disponibles de débit, vent et marée en relation avec l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique. **A. A l'échelle centennale**, la NAO est caractérisée par l'évolution de l'indice hivernal (1880-2003), moyenne des indices mensuels de décembre à mars (données Hurrell J. <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.winter.html#winter>). L'évolution des crues est représentée par la chronique reconstituée des débits de pointe (Cf. Fig.II-19 1880-2003). L'activité de tempête centennale est symbolisée par la courbe d'Alexandersson *et al.* (2000) et corrélée à celle de la Baie de Seine (Cf. Fig.II-1, 1951-2000). La marée est caractérisée par l'évolution des hauteurs moyennes annuelles (1880-2003). Cette représentation permet de mettre en évidence les cycles tidaux à 18.6 ans. Pour l'indice de la NAO et la chronique des crues, les courbes de tendances (filtre passe-bas, 10 ans) sont également représentés en trait gras. **B. A l'échelle pluriannuelle**, c'est un zoom sur la période 1950-2003. Pour cette période, les mesures de vent sont *in situ*.

Ces résultats démontrent qu'à l'échelle pluriannuelle, la NAO est le mode climatique majeur pour la zone d'étude, sensible aux phases positives de l'indice. A l'échelle de temps annuel, la corrélation est avérée dans environ 50% des cas. En deçà de l'année, le problème réside dans la résolution de l'indice qui n'est pas en adéquation avec des évolutions de type événementielle (Betts N.L. *et al.* 2004). Les crues et l'activité de tempêtes sont donc modulées par la NAO, plus précisément par les basses fréquences de l'évolution de l'indice : alternance de périodes plutôt positive ou plutôt négative d'une trentaine d'années (Fig.II-21A) et de cinq à dix ans à l'échelle pluriannuelle (Fig.II-23B).

Compte tenu de la position des centres d'actions : la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores, la relation avec les facteurs hydro-météorologiques montre une forte dépendance spatiale (Hurrell W. 1995; Shorthouse C.A. & Arnell N.W. 1997; Enfield D.B. *et al.* 2001; Maas G.S. & Macklin M.G. 2002; Peterson B.J. *et al.* 2002; Viles H.A. & Goudie A.S. 2003; Dawson A. *et al.* 2004; Zhongwei Y. *et al.* 2004). L'analyse des crues au cours du siècle dernier, par exemple, montre que les variations dans le temps de l'occurrence des crues extrêmes est fonction de la latitude et de la longitude (Pekarova P. *et al.* 2003).

De fait, les déductions avancées ici pour un système comme la Seine, s'appliquent-elles alors aussi à la Loire, la Gironde ou le Rhône par exemple ? En France, plusieurs travaux (e.g. Clavet B. 2001; Six D. *et al.* 2001; Pirazolli P.A. *et al.* 2004) expliquent les fluctuations hydro-climatiques par le fait de la NAO. Qu'en est-il vraiment ?

4. Zones d'influence de la NAO en France

Les zones d'influences de la NAO en Europe sont relativement claires pour les extrêmes géographiques. L'Atlantique Nord (e.g. Irlande, Islande, Grande-Bretagne) est sensible aux phases positives de la NAO, qui conditionnent l'occurrence d'événements forts. Au contraire, les zones Méditerranéennes sont sensibles aux phases négatives (Trigo R.M. *et al.* 2000; Maas G.S. & Macklin M.G. 2002). La limite géographique d'action de la NAO (i.e. influence quasi-nulle) entre le nord et le sud de l'Europe est globalement le 45^{ème} parallèle nord (e.g. Wasa 1998), soit la Loire en France (Mercator 2002)¹⁴. Suivant la même démarche, l'analyse de différentes chroniques hydro-météorologiques à l'échelle de la France va nous permettre d'établir les zones d'influence de la NAO.

a) L'activité de tempête en France

L'analyse du régime de tempête pour la France apporte quelques informations sur la l'influence de la NAO en France (Fig.II-22). Pour la Baie et l'estuaire de la Seine, il a été montré précédemment une évolution dans le régime de tempête depuis les années 1950, associée à un changement du régime des vents (Fig.II-17). Pour le Sud-Bretagne et l'Aquitaine, le régime de tempête suit la même tendance de 1960 à 1980. Cette évolution s'est également traduite par un changement de l'origine des vents en Bretagne (Pirazolli P.A. *et al.* 2004). Pirazolli (2000, 2004) attribue cette modification à l'activité de la NAO, les phases positives de l'indice se traduisant par plus de tempêtes (Pirazolli P.A. *et al.* 2004).

Cependant depuis 1985, la décroissance des tempêtes en Bretagne et Aquitaine (estimation du fait qu'il nous manque les données de ces dix dernières années) n'est pas dans le sens de l'indice de la NAO (Fig.II-22). L'activité de tempête moyenne pour l'ensemble de la France suit la même tendance.

¹⁴ http://www.mercator-ocean.fr/documents/lettre/lettre_5.pdf

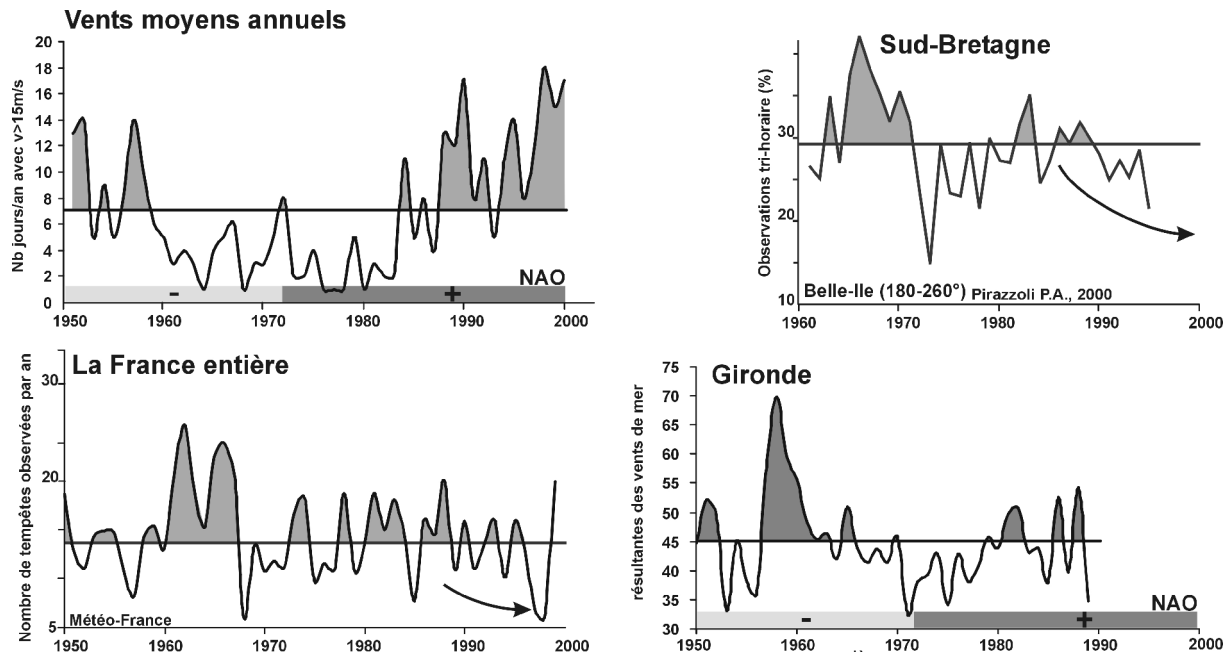


Figure II-22 Evolution de l'activité de tempête depuis le milieu du XX^{ème} siècle en France (données Météo-France). La Manche est figurée par la Baie de Seine (vents moyens annuels), la transition Manche-façade Atlantique par le Sud-Bretagne (d'après Pirazzoli P.A. 2000) et la façade Atlantique par la Gironde (vents mesurés à la Coubre, d'après Rufino Dos Santos T. 1990). Les phases positives et négatives de la NAO décrites Fig.II-22 sont également rappelées.

Les données d'altimétrie spatiale permettent de préciser l'influence de la NAO sur le régime de tempête en France, pour cette phase très positive de l'indice (1993-2002, Cf. Fig.II-20), en terme de différence de hauteurs de vagues (surcote et décote résultant des tempêtes d'ouest en hiver, Fig.II-23).

L'antagonisme entre le nord et le sud de la France est assez clairement souligné. La pointe Bretagne sépare au nord, la Manche de la façade Atlantique (influence nulle voir décote, Fig.II-23). En phase positive de l'indice, la Manche et la Mer du Nord vont être sous un régime de tempêtes venant de l'ouest en hiver initiant des surcotes, à l'inverse de la façade Atlantique moins influencée.

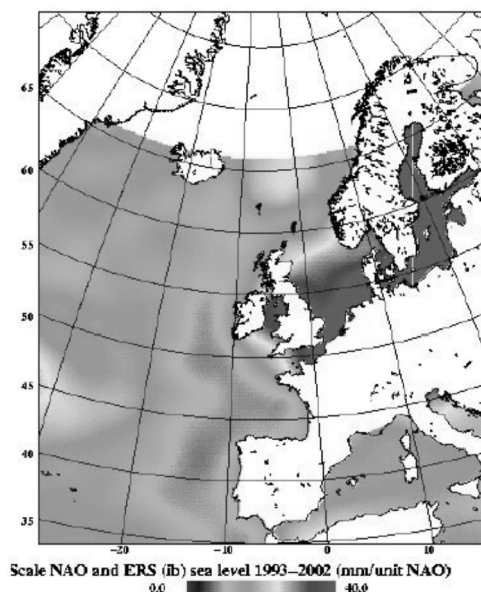


Figure II-23 Sensibilité des hauteurs de vagues à la NAO pendant les mois d'hiver en Europe entre 1993 et 2002 (m/unité d'indice de NAO, Poster Knudsen, B. 2003 http://www.jason.oceanobs.com/html/swt/posters2003_uk.html). Cette période correspond à une phase positive de la NAO (Fig.II-20). Les données d'altimétrie spatiale sont acquises par le système Topex/Poseidon (T/P, données CNES, <http://www.jason.oceanobs.com>).

b) La variation des masses des glaciers alpins

La NAO a également été mise en relation avec les variations des masses des glaciers Alpins et Scandinaves entre 1963 et 1997 (Fig.II-24 Six D. *et al.* 2001). La progression des glaciers est le résultat combiné de la pluviométrie et des températures. L'avancée des glaciers scandinaves est associée aux phases positives de la NAO et leur recul aux phases négatives. L'évolution des glaciers alpins est inverse. Cette opposition de régime est surtout flagrante pour la dernière décennie.

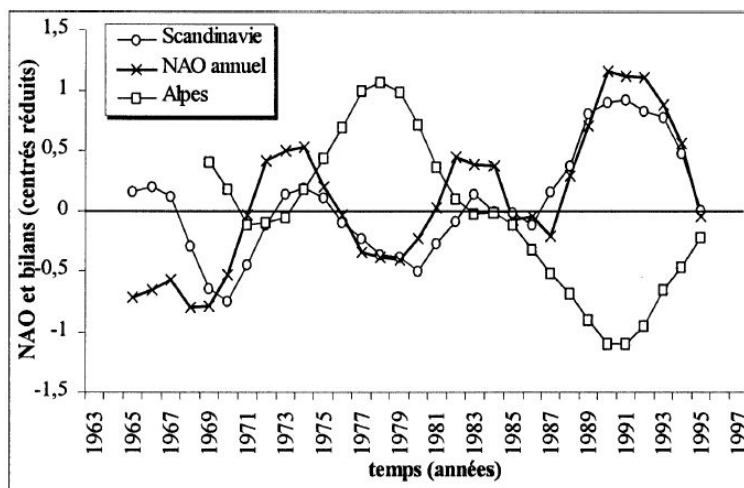


Fig.II-24 Bilans moyens pour neuf glaciers des Alpes et sept glaciers scandinaves pour la période 1967-1997, comparés à l'indice de NAO annuel. Les séries sont centrées, réduites par l'écart-type et moyennées à l'aide d'un filtre pondéré sur 5 ans (Six D. *et al.* 2001).

c) Contrôle exercé par la NAO sur les crues de plusieurs fleuves français

Nous l'avons vu, pour la Seine ces dix dernières années sont marquées par de fortes crues plus fréquentes (Fig.II-18). Ce n'est pas le cas pour tous les fleuves en France. La corrélation entre l'indice de la NAO, lors de cette phase très positive de l'indice (1989-2000, Fig.III-25B) et l'évolution des crues de différents fleuves français permet de mettre en évidence un gradient du nord vers le sud. Plus on remonte au nord de la Loire, plus le régime des fleuves est contrôlé par les phases positives de la NAO. A l'inverse au sud, une rivière corse comme le Taravo est influencée par les phases négatives de la NAO. La variabilité spatiale du contrôle de la NAO n'est pas simplement N-S, mais également E-S, comme le prouve le résultat pour le Rhône (Fig.II-25A).

Cette cartographie de l'influence de la NAO en France est une première approche. La taille du bassin versant, la pluviométrie, le niveau des nappes et d'autres facteurs n'ont pas été analysés, seulement les débits de pointe. Cependant, elle nous permet de faire plusieurs constats :

- De manière générale, l'ensemble de la France est influencé par la NAO.
- Les régions au nord de la Loire sont plus sensibles aux phases positives, plus sensibles à mesure que l'on remonte vers le nord.
- Les régions du sud-est sont quant à elles contrôlées par les phases négatives de l'indice.
- Une comparaison de deux systèmes comme le Rhône et la Seine devra donc tenir en compte cette différence.

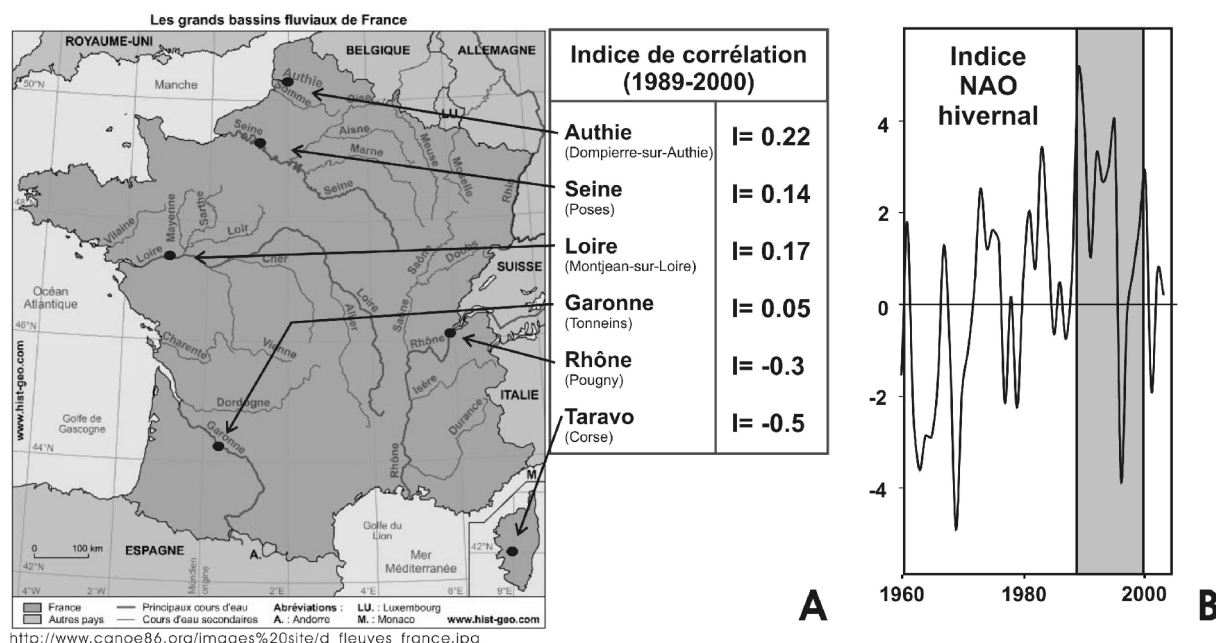


Figure.II-25 Corrélation entre la NAO et l'intensité des crues de différents fleuves français. **A/** Indice de corrélation calculé entre la chronique des crues de six fleuves du nord au sud de la France (débits de pointe, données <http://hydro.nde.tm.fr/>) et l'indice de la NAO de 1989 à 2000. **B/** Indice de la NAO de 1960 à 2003. La période 1989-2000 est une phase très positive de l'indice.

L'influence de la NAO est démontrée pour le système Baie-estuaire de Seine. L'intensification des tempêtes associée à des pics de NAO+ se traduit dans les pays d'Europe du Nord principalement par une augmentation de l'érosion côtière (e.g. Hurrell W. & Van Loon H. 1997; Viles H.A. & Goudie A.S. 2003). L'accroissement de la pluviométrie et du nombre de fortes crues se traduit également par un transfert plus important de matières en suspension du domaine continental vers le domaine marin (Maas G.S. & Macklin M.G. 2002). La modélisation de ce phénomène climatique (Bojariu R. & Gimeno L. 2003) donne alors une perspective intéressante de prédiction d'événements de forte intensité. Cependant, s'il existe un lien entre l'évolution des tempêtes et la NAO en France, la relation entre les phases de la NAO et la fréquence ainsi que l'intensité des tempêtes n'est pas encore clairement établie en Europe (Planton G. & Bessemoulin P. 2000). Le choix de l'indice, de sa résolution, de la variable étudiée (crue, tempête, pluie, T° ...), la position et la taille de la zone d'étude sont autant de paramètres pour comprendre la difficulté d'analyser leur interaction.

C. Forçage climatique pluricentennal

A l'échelle pluricentennale, il existe peu de documents pour le système Seine traitant de la climatologie. Par chance, l'intérêt porté à la ville de Paris depuis longtemps fait qu'il existe des données précisant la dynamique de crues de la Seine à Paris depuis 1677 (Paris 2002). Cette chronique s'étend sur une période marquée par deux épisodes climatiques (Bertand C. 2004) : un épisode froid le Petit Age Glaciaire (PAG) suivi d'une phase de réchauffement. Le PAG correspond à une période de refroidissement observée dans de nombreuses régions du globe. Il se caractérise dans l'hémisphère nord par des T° relativement basses et une avancée des glaciers alpins entre 1400 et 1850 (Jones P.D. 1992). En France et pour le NO de l'Europe, le PAG s'étend de 1600 à 1850, avec un maximum de refroidissement entre 1600 et 1700.

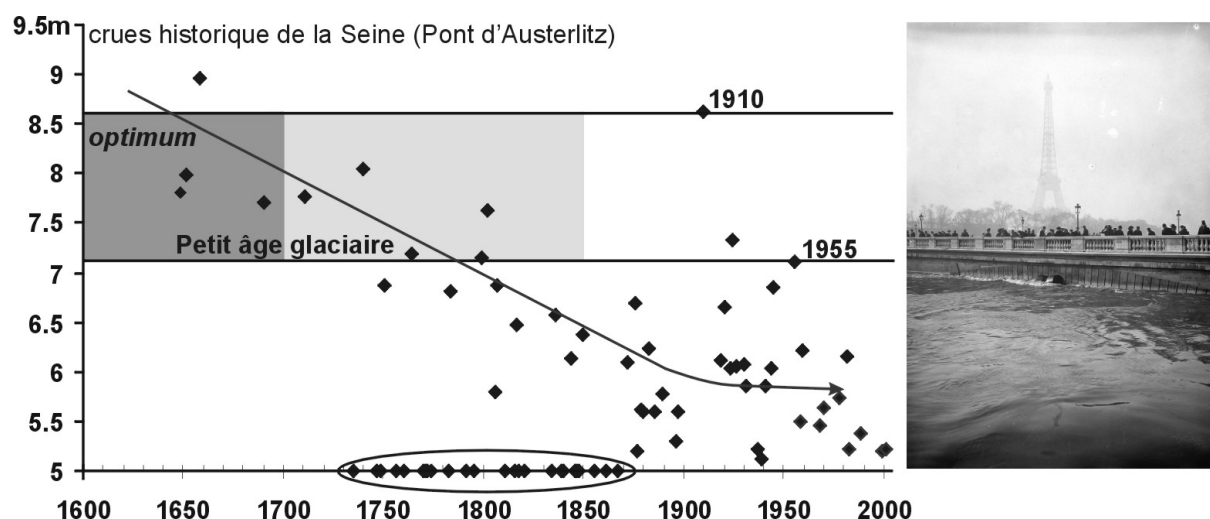


Figure II-26 Crues historiques de la Seine supérieures à 5 m au pont d'Austerlitz (Paris 2002), en relation avec la durée du petit âge glaciaire. Les crues majeures sont mises en évidence pour des hauteurs $>7\text{m}$ soit $\pm 1500\text{m}^3/\text{s}$ et centennale $>8.5\text{m}$ (1910). *En Encart* : La Seine au pont de l'Alma Paris 7-16ième pour la crue exceptionnelle de 1910 (sources : Frères Séeberger, photographes, Gallica BNF).

La chronique la plus longue des crues de la Seine montre que leur intensité décroît entre 1650 et approximativement 1900 (Fig.II-26). Cette période correspond à la fin du PAG. Depuis, la tendance s'inverse. Entre 1650 et 1850 (PAG), le nombre de crues mesurées ($>5\text{m}$, 40 crues) est le même qu'entre 1850 et 2000 (période de réchauffement, 37 crues). La différence n'est pas dans la fréquence des crues, mais dans leur intensité. Sur sept des plus grosses crues ($>7\text{m}$) mesurées depuis 1650, six ont eu lieu entre 1650-1740, c'est à dire la période la plus froide du PAG. La fin du PAG se manifeste par une décroissance de la force des crues et une fréquence plus élevée de crues mineures. La même relation entre le régime des crues et le PAG est reconnue pour le Rhône (Arnaud-Fassetta G. 2003; Bellotti P. *et al.* 2004). Depuis les années 1950, le nombre et la force des crues croissent de nouveau.

L'évolution des facteurs hydro-météorologiques pour l'estuaire de la Seine s'inscrit donc dans un système climatique général associé au balancier de l'Atlantique Nord. Les conditions actuelles sont soumises aux fluctuations de la NAO, dont la longue phase d'indice positif induit un surcroît de crues et tempêtes. Le cadre de l'étude est posé de manière générale. Deux questions se posent alors :

- (1) A partir de quelles magnitude et fréquence les événements (ou combinaison d'événements) jouent-ils un rôle sur l'évolution pluri-séculaire du système estuarien ?**
- (2) Comment les sédiments archivent-ils cet historique climatique ?**

Cette partie du travail permet d'appréhender la variabilité des facteurs hydro-climatiques de la zone d'étude. Associés aux variations du niveau marin et aux apports sédimentaires, ces différents paramètres régissent le fonctionnement estuarien, se traduisant principalement par la construction d'un prisme sédimentaire à l'embouchure. L'étape suivante va donc être de décrypter l'architecture et la nature des corps sédimentaires formant ce prisme, afin de comprendre comment et lesquels de ces facteurs contrôlent son évolution.

Chapitre III : Architecture interne du prisme sédimentaire holocène d'embouchure de l'estuaire de la Seine et chronologie de mise en place des différentes unités qui le constituent.

Ce chapitre présente dans un premier temps, une synthèse des nombreuses données acquises depuis plus de trente ans à l'embouchure de l'estuaire. Cette synthèse permet d'établir un bilan des connaissances de la structure interne du prisme sédimentaire et des différentes étapes de sa construction au cours de l'Holocène. Limité géographiquement aux abords de la zone du Havre, ce schéma partiel est complété dans le cadre de ce travail grâce à l'acquisition de données sismiques et de carottage. Les résultats de leur analyse permettent d'étudier l'architecture du prisme dans son ensemble et son évolution à long-terme (pluri-millénaire).

I.	Le contexte géologique de l'estuaire de la Seine	44
A.	Le substratum anté-Quaternaire	44
1.	Le cadre géologique.....	44
2.	La paléo-Seine.....	45
B.	Le prisme sédimentaire holocène	48
1.	Répartition de la couverture sédimentaire	48
2.	Evolution holocène de la ligne de rivage	50
C.	Les matériaux du comblement estuarien	56
1.	Les dépôts anté-holocènes : les cailloutis de fond.....	58
2.	Les dépôts holocènes à l'embouchure de l'estuaire	58
3.	Séquence Holocène type	60
II.	Architecture interne du prisme sédimentaire.....	61
A.	Outils et méthodologie	61
1.	La sismique très haute résolution (THR)	61
2.	Le vibrocarottage	65
B.	Résultats de la prospection sismique très haute résolution.....	68
1.	Description des unités sismiques reconnues.....	68
2.	Organisation et répartition géographique des unités sismiques.....	72
3.	Les surfaces de discontinuité	74
4.	Synthèse de l'analyse des profils sismiques.....	75
III.	Structure lithologique du prisme sédimentaire.....	76
A.	L'exutoire de la Seine : -8500 à -6500 ans BP	76
1.	Les faciès sédimentaires.....	76
2.	Analyse pollinique de la carotte Vk52.....	79
B.	Les chenaux : -3000 BP à l'Actuel	82
1.	L'unité a	82
2.	L'unité b	82
3.	L'unité c.....	82
4.	La zone de dépôt de dragage : Le Kannik.....	85
C.	L'enregistrement sédimentaire des bancs d'embouchure : post-1960.....	85
1.	Le banc d'Amfard.....	85
2.	Le banc du Ratier.....	86
D.	Séquence sédimentaire synthétique	89
IV.	Corrélation faciès sismiques – faciès sédimentaires	91
A.	Calibration des unités sismiques.....	91
B.	Schéma de synthèse de l'architecture du prisme.....	93

I. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DE LA SEINE

A. Le substratum anté-Quaternaire

1. Le cadre géologique

L'histoire de l'estuaire de la Seine s'inscrit dans le dernier cycle glaciaire-interglaciaire. L'incision de la vallée de la Seine est relative aux périodes de chutes glacio-eustatiques dont la dernière au Pléistocène supérieur (-115000 à -18000 BP) et plus précisément à la régression du Würm (Larsonneur C. 1971). Au cours du dernier maximum glaciaire (-18000 BP), le bas niveau marin maximum se situe 120 mètres en dessous de l'actuel (Fairbanks R.G. 1989). Les limites des rivages étaient alors environ celles du plateau continental actuel. La Manche était drainée par un gigantesque fleuve (Lautridou J.P. *et al.* 1999), dont le réseau a pu être reconstitué par l'interprétation de profils de sismique réflexion (Fig.III-2, Auffret J.P. & Alduc D. 1977; Alduc D. 1979; Auffret J.P. *et al.* 1980b; Auffret J.P. & D'ozouville L. 1985). En aval de Rouen, le substratum rocheux de la Seine est formé d'une série mésozoïque à faible pendage vers le nord-est, affectée par des accidents tectoniques. Ces derniers ont très probablement contraint le tracé de l'estuaire (Germaneau J. 1968; 1969). La Seine emprunte actuellement une vallée à méandres encaissés, largement incisée dans le plateau crayeux du Crétacé supérieur (Fig.III-1, Pays de Caux au Nord et Pays d'Auge au Sud). A l'ouest de Tancarville, elle passe dans une auge encadrée de falaises. Le fond est composé de sables, de marnes (Aptien et Albien) et d'argiles ou calcaires argileux (Kimméridgien) au Havre (Guyader J. *et al.* 1968).

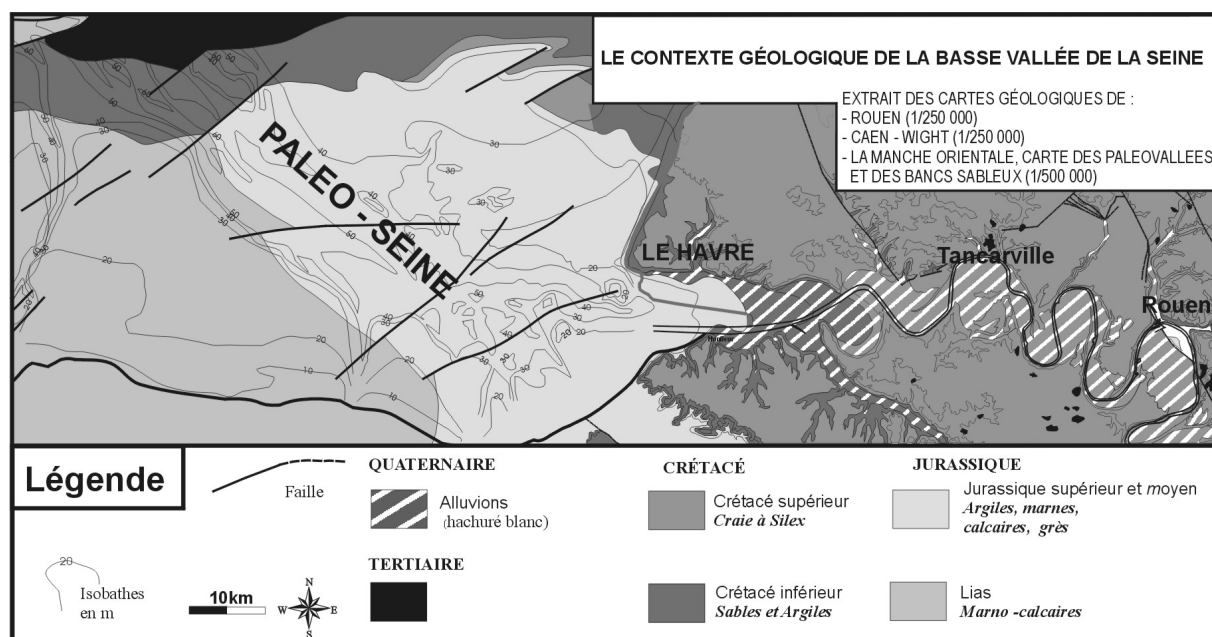


Figure III-1 Contexte géologique de la basse vallée de la Seine, de Rouen jusqu'au domaine submergé de la Baie de Seine (carte de synthèse simplifiée d'après Lesourd S. 2000).

2. La paléo-Seine

La reconstitution de l'architecture de l'ancien réseau fluvial de la Seine est le résultat de l'interprétation de plus de 3000km de sismique réflexion entre le Havre et le Nord-Cotentin (Campagne CNEXO, Auffret J.P. & Alduc D. 1977; Alduc D. 1979; Auffret J.P. *et al.* 1980b; Auffret J.P. & D'ozouville L. 1985). Cette cartographie permet également d'établir l'épaisseur du remblaiement alluvial (Fig.III-2).

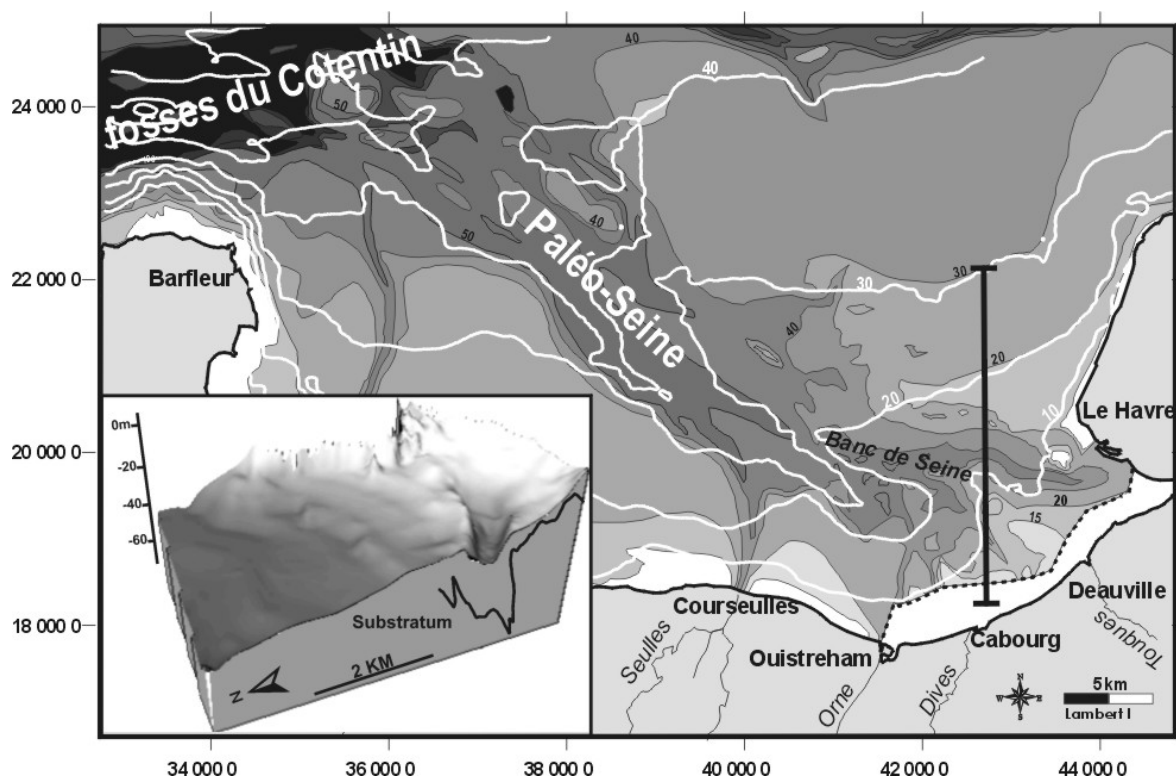


Figure III-2 Morphologie du toit du bed-rock (à partir des données de Auffret J.P. & Alduc D. 1977; Alduc D. 1979; Auffret J.P. *et al.* 1980a; Auffret J.P. *et al.* 1980b) et bathymétrie actuelle de la Baie de Seine (lignes blanches, d'après la carte SHOM n° 6857, 1/153000^e). **En encart:** coupe N-S à travers l'incision de la paléo-Seine, le profil est localisé sur la carte.

Le couloir dessiné par les isobathes des cartes marines ne correspond qu'à la partie NO de la paléovallée de la Seine, enfouie aux abords du Havre sous le banc de Seine et les sédiments du complexe estuarien. La paléovallée rejoint un système général qui draine la Manche du NE au SO, décrit des côtes du Pas-de-Calais au Cotentin (Auffret J.P. *et al.* 1980a). Du Havre jusqu'au NE de Barfleur, ce tracé correspond au passage de la vallée encaissée de la Seine Pléistocène (Auffret J.P. *et al.* 1980b). L'amplitude du creusement du chenal passe de -20m à -50m d'est en ouest, pour une largeur moyenne de 15km. La paléo-Seine est de direction E-O jusqu'au méridien de Ouistreham, puis se dirige vers le NO.

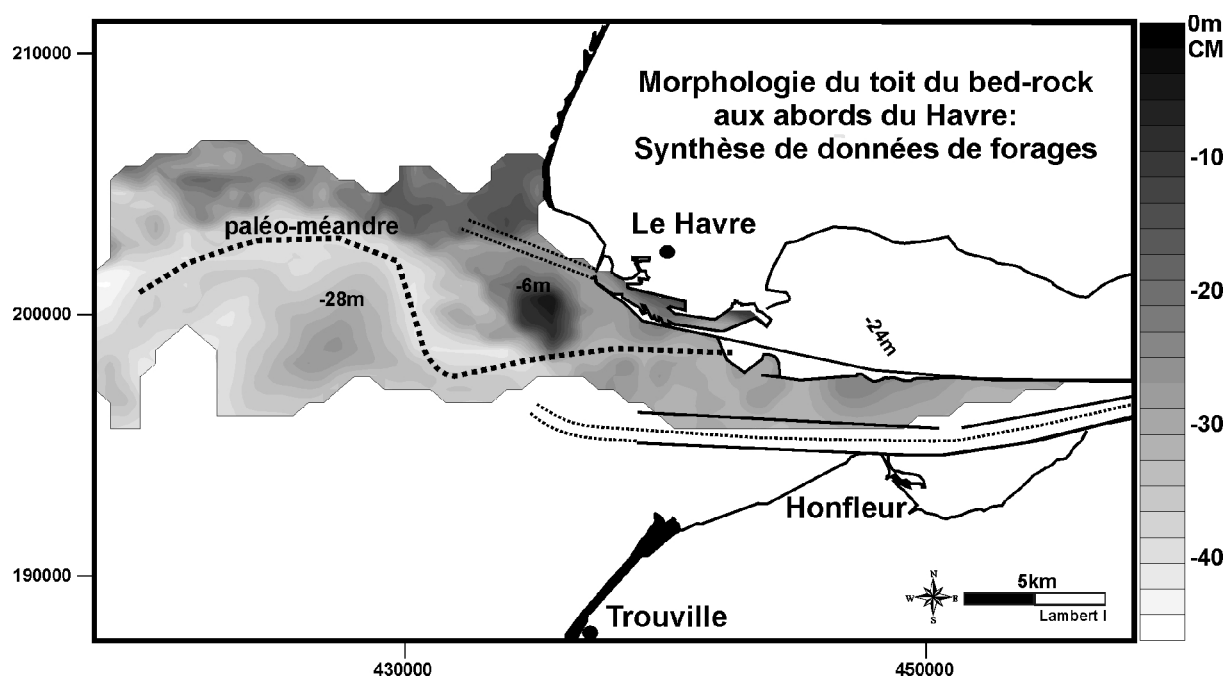


Figure III-3 Morphologie du toit du bed-rock à l'embouchure de l'estuaire. Cette carte est une compilation des données de la carte de synthèse de Lefebvre *et al.* (1974) et forages du Port du Havre (50 forages utilisés, Tab.III-1).

La morphologie de la vallée aujourd'hui submergée contraste fortement avec son équivalent continental en amont de la région havraise (Fig.III-3). A l'embouchure, le talweg est étroit, dominé par des hauts-fonds rocheux (Lefebvre D. *et al.* 1974). L'incision forme des paléo-méandres d'une trentaine de mètres de profondeur (Fig.III-3).

Cette configuration est mise en évidence grâce aux nombreux forages géotechniques, nécessaires aux travaux d'extension du port du Havre (Tab.III-1). A l'Ouest, les méandres ont disparu et le talweg est beaucoup moins encaissé (Fig.III-2). Cette modification est peut-être en relation avec la nature essentiellement marneuse du substratum au-delà du Havre.

page suivante

Tableau III-1 Inventaire des forages utilisés pour compléter la cartographie du toit du substratum à l'embouchure de l'estuaire, Lambert I (données Port du Havre, P.A.H. 1973; Seers-Foralo 1995; Fugro 1999).

	EST	NORD	nom	substratum (m. CM)
forage FUGRO 1973	435260	200364	1072	-6,09
	435568	198414	1073	-26,05
	434868	199569	1076	-9,59
	438037	198424	1053	-30,1
	438154	199654	1052	-23,62
	442086	196241	1059	-30,48
	439341	198170	1054	-29,5
	440369	198106	1055	-31
	439839	196728	1057	-30,46
	441037	196400	1058	-29,13
	441683	197915	1056	-30,69
	445404	196750	1062	-29,7
	443814	196951	1061	-32
	443072	196569	1060	-32,45
	435557	200862	1063	-14,05
	437348	199961	1051	-22,84
forage FUGRO 1995	438119	199148	2004	-24,9
	438871	198834	2005	-24,3
	439864	198560	2006	-27,02
	441206	198282	2007	-31,2
	439827	197634	2008	-30,2
	438721	198302	2009	-24,4
	437191	198844	2010	-22,3
	437800	197441	2011	-28,35
	437127	199383	2019	-25,55
	438482	198429	2020	-27,9
	438566	197474	2021	-30,35
	440807	197406	2022	-30,3
	439597	198080	2023	-29,1
	437585	199643	2024	-22,2
	437215	199624	2028	-23,15
forage FUGRO 1999	442073	197095	SCa2114	-29,25
	441330	197137	SCa2115	-28,5
	440216	197477	SCa2116	-28,5
	439294	197612	SCa2117	-31,45
	438094	198489	SCa2119	-29,1
	437541	199028	SCa2120	-26,85
	439230	197946	SCa2121	-30,45
	439315	198309	SCa2122	-29,8
	439413	198754	SCa2123	-28,75
	439776	198318	SCa2124	-28,2
	440455	198147	SCa2125	-29,05
	441135	197979	SCa2126	-32,65
	441629	196951	SCa2133	-29,8
	441180	197338	SCa2134	-27,9
	440511	197434	SCa2135	-29
	438927	197664	SCa2136	-28,9
	439531	197579	SCa2137	-32,95
	438317	198536	SCa2147	-28,25
	438556	198779	SCa2148	-28,3

B. Le prisme sédimentaire holocène

1. *Répartition de la couverture sédimentaire*

a) Carte des isopaques

L'interprétation des données sismiques en Baie et estuaire de la Seine montre que la couverture sédimentaire est très mince au-delà de l'isobathe -20m (Fig.III-2 et 4). L'essentiel des dépôts se concentre dans la partie orientale de la Baie sous la forme du banc de Seine et d'un prisme sédimentaire à l'embouchure de l'estuaire. Une cartographie sismique plus récente permet d'en définir les contours précisément (Auffret J.P. & D'ozouville L. 1985)¹. L'épaisseur du remblaiement dans les paléovallées est définie en courbes isopaques (Fig.III-4B).

La couverture sédimentaire est relativement restreinte et discontinue : 4500 millions de m³ pour une surface totale de 700 km² (zone délimitée Fig.III-4B et C). Le banc de Seine (Loc. Fig.III-4) se trouve en bordure et dans l'allongement de la paléo-Seine. Plus à l'est, l'embouchure estuarienne actuelle constitue la zone de dépôt maximum avec plus de 20m d'accumulation (soit 800 millions de m³ *in situ*). Sur sa rive gauche, la paléo-Seine reçoit les cours d'eau bas-normands (Touques, Dives et Orne) qui se concentrent à l'Ouest en une vaste zone de confluence. Les sédiments masquent actuellement complètement ce réseau de paléovallées.

b) La morphologie du toit du bed-rock

Cette cartographie de la couverture sédimentaire donne l'occasion de reconstituer la morphologie du toit du bed-rock (Fig.III-4C). Il a suffi de la digitaliser et ensuite de la soustraire à la bathymétrie actuelle (Fig.III-4). Le résultat permet de préciser les observations générales faites sur l'ensemble de la Baie (Fig.III-2).

Entre le Havre et Trouville, on peut reconnaître la paléovallée de la Seine, profonde d'une trentaine de mètres. Elle est orientée E-O à l'embouchure et dévie vers le NO sous le banc de Seine.

Au sud de l'incision, la morphologie du bed-rock a l'aspect d'un plateau, de -15 à +1m CMH. Terrasse ancienne (e.g. Alduc D. *et al.* 1979), ce replat d'érosion raccorde la paléovallée à la côte (Fig.III-2). Il est recoupé par les paléovallées de l'Orne, de la Dives et de la Touques. Une faible épaisseur de sédiments recouvre cette zone, de 1 à 5m au plus (Fig.III-2 et 4B).

Le secteur d'étude se subdivise donc en deux zones : la paléovallée de la Seine (-30m CMH) et sur la rive gauche entre la Touques et l'Orne des replats d'érosion subsistants (-15 à +1m CMH).

¹ La carte des isopaques d'Auffret et d'Ozouville (1985) a été publiée sans coordonnées géographiques. Garnaud (2002) a essayé par la suite de la géoréférencer.

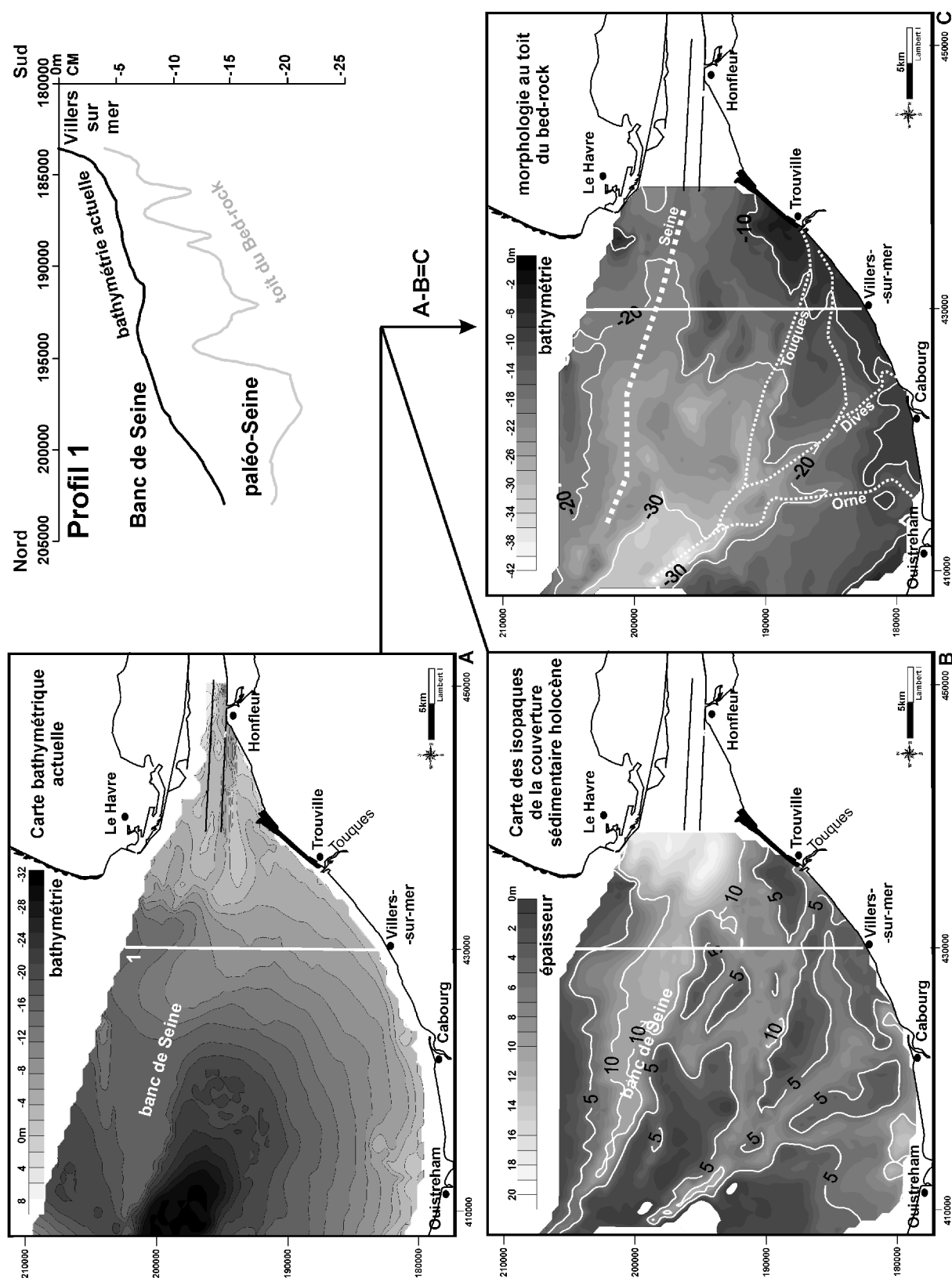


Figure III-4 Reconstitution du tracé des paléovallées de la Baie de Seine aux abords de l'estuaire. **A/** Carte bathymétrique de la Baie de Seine à partir de la digitalisation de la carte n°7418 au 1/60000^e du SHOM. **B/** Carte de l'épaisseur de la couverture sédimentaire établie grâce à la digitalisation de la carte des isopaques d'Auffret et d'Ozouville (1985). **C/** Reconstitution de la morphologie du toit du bed rock par la différence des deux cartes précédentes. Deux profils, localisés sur les différentes cartes, sont également présentés pour la répartition de la couverture formant le prisme sédimentaire.

2. Evolution holocène de la ligne de rivage

a) Élévation du niveau marin au cours de l'Holocène

L'évolution du niveau marin au cours de l'Holocène (-10000 ans) est caractérisée par une remontée irrégulière de +30m (Fig.III-5A). A partir des données de forages et carottages disponibles, il est possible de différencier les faciès traduisant les premières incursions marines et de replacer les altitudes. Conjointement, les datations radiocarbone (^{14}C) de ces niveaux vont nous permettre de retracer la courbe d'élévation du niveau marin relative (Fig.III-5B) et de replacer les anciennes lignes de rivages (Fig.III-6).

Les données disponibles depuis 30 ans pour la Baie et l'estuaire de la Seine (Tab.III-2) couvrent toute la période de l'Holocène. Ces datations proviennent pour la plupart de niveaux prélevés en domaine immergé. Le matériel daté est soit de la tourbe, soit des coquilles marines.

- La tourbe est un indice important pour ce type de reconstitution. Le passage d'une tourbe d'eau douce à une tourbe saumâtre signifie que le milieu se transforme en marécage salé, sensiblement au niveau des hautes mers. Pour exemple le site d'Asnelles, le passage du milieu continental aux premières influences marines est ici daté entre -5650 ans et -3950 ans BP (Tab.III-2 et Fig.III-5). Les tourbes saumâtres sont des repères essentiels pour la recherche des anciens niveaux marins. Cependant, les effets de la tectonique et du tassement doivent être pris en compte (Lefebvre D. *et al.* 1991). La tourbe peut se tasser de l'ordre de 80% sous l'effet de son propre poids (Prigent D. 1981). A l'échelle de la Baie et de l'estuaire, l'effet de la tectonique est difficile à apprécier pour cette synthèse. Il est considéré comme négligeable face à une élévation moyenne du niveau de la mer depuis 10000 ans de 3mm/an (Ters M. 1973; Lambeck K. 1997).
- Les coquilles proviennent des missions de vibrocarottages récentes (Vastedeba 3 en 2001 et Caroseine en 2003, N/O Thalía Ifremer). Elles sont souvent le seul matériel datable en milieu immergé. Pour éviter de dater un stock ancien remanié, les coquilles utilisées sont triées et seules les juvéniles sont gardées. Les plus représentées sont *Mytilus edulis* (moule), *Macoma baltica* et *Abra alba* (tellines). Ces coquilles sont également représentatives d'un environnement particulier : l'étage médio-littoral (Campbell A.C. & Nicholls J. 1986). L'usage des coquilles marines pour la datation d'un niveau est sujet à caution, du fait même des conditions de dépôt. Des coquilles d'âges différents peuvent être transportées ou mélangées. Ce processus est connu comme le « sedimentological time-averaging » (Fujiwara O. *et al.* 2004). De fait les coquilles marines, à l'inverse des tourbes, ne sont pas des indices de variation du niveau marin très précis (Stapor J. & Stone G.W. 2004).

Les carottes pour cette étude ne délivrant que peu de matériel, toutes les datations sont de type AMS² (sauf vk27). De plus en plus, la méthode AMS est utilisée pour la datation radiocarbone en domaine marin (Skipperud L. & Oughton D. 2004). Elle nécessite 1 à 2gr de matériel, contre 20gr pour une datation classique. Les datations radiocarbone sont en générales corrigées. La calibration permet de prendre en compte l'effet réservoir de l'atmosphère et de l'océan vis-à-vis du carbone, ainsi que la fluctuation de ces stocks au cours du temps (Stuiver M. & Reimer P.J. 1993). La mesure et l'âge jouent un rôle important sur la gamme d'erreur estimée. Pour informations, toutes les datations radiocarbone sont calibrées grâce au freeware CalibRev 5.0 (Tab.III-2).

² Accelerator Mass Spectrometry

Sources	forages & carottes	âge BP non-calibré	erreur (+/-)	données calibrées (BP)	Altitude (0 NGF)	Matériel daté	Zone Géographique
Michel (1968)		9600	300	10486 11379	-27	Tourbe	Le Havre
Delibrias (1971)		9340	300	9670 11356	-27.7	Tourbe eau douce	Le Havre
forages		9730	300	10248 12105	-27.4	Tourbe eau douce	
Larsonneur (1971)		710	300	486 965	2.8	Tourbe saumâtre	Asnelles
forages, sondages, carottes		600	300	3 1057	2.5	Tourbe saumâtre	
		2700	300	2103 3489	2.2	Tourbe saumâtre	
		3400	300	2920 4438	1.9	Tourbe saumâtre	
		8700	300	9073 10512	1.25	Tourbe saumâtre	
		3950	300	3635 5088	1.9	Tourbe saumâtre	
		5650	300	5875 7168	1.7	Tourbe eau douce	
		7450	300	7696 8985	1.4	Tourbe eau douce	
		8700	300	9073 10512	1	Tourbe eau douce	
		8600	300	8968 10411	0.75	Tourbe eau douce	
		5700	300	5900 7251	0.2	Tourbe eau douce	
		8320	300	8543 9954	-0.8	Tourbe eau douce	
		8700	300	9073 10512	-1.2	Tourbe eau douce	
		10100	300	11230 12170	-1.5	Tourbe eau douce	
		11450	300	12848 13902	-1.8	Tourbe eau douce	
	9H	8130	190	8586 9489	-26.7	Tourbe	Banc de Seine
	790H	8850	200	9489 10410	-30.7	Tourbe	Banc de Seine
Ters (1973)		7820	170	8323 8830	-17.5	Tourbe eau douce	Le Havre
forages		8150	170	8628 9471	-20.3	Argile continentale	
		9900	300	10542 12572	-26.75	Tourbe eau douce	
Huault (1974)	31b	6145	50	6898 7167	-8.7	Tourbe eau douce	chenal de navigation de la Seine
forages	31b	7400	80	8163 8342	-10.6	Tourbe eau douce	
	31b	7640	60	8351 8551	-14.7	Tourbe eau douce	
Lefebvre (1974)	676H	8470	170	9070 9913	-21.8	Tourbe eau douce	Le Havre
	676H	8050	170	8543 9421	-20.5	Tourbe eau douce	Le Havre
	676H	7820	170	8323 9094	-16.5	Tourbe eau douce	Le Havre
	676H	2250	170	1892 2723	-12	Coquilles marines	Le Havre
	804	8250	220	8589 9633	-22	Tourbe saumâtre	Le Havre
	804	8850	300	9238 10715	-29	Tourbe eau douce	Le Havre
	489_490	8250	220	8589 9633	-24.08	Tourbe saumâtre	Le Havre
	3a	7780	200	8182 9126	-12.4	Tourbe saumâtre	chenal de navigation de la Seine
	5a	7680	200	8152 9008	-16.5	Tourbe saumâtre	
	17c	3150	200	2856 3835	-9.2	Tourbe saumâtre	
	20b	2615	200	2301 3241	-11.2	Tourbe saumâtre	
Huault & Lefebvre (1984)		3900	200	4080 4550	-2	Tourbe saumâtre	Marais Vernier
forages		5500	150	5984 6570	-8	Tourbe saumâtre	
		6100	100	6741 7181	-9	Tourbe saumâtre	
		6555	100	7270 7594	-11	Tourbe saumâtre	
		7630	100	8365 8541	-14.8	Tourbe saumâtre	
Lefebvre (1991)	place Gambetta	5360	100	5920 6372	-3.1	Tourbe saumâtre	Le Havre
forages	place Gambetta	4304	90	4815 4984	-2.2	Tourbe saumâtre	
Garnaud (2003)	vk12	7990	40	8715 9007	-7.1	Tourbe saumâtre	Baie de Seine
carottes	vk12	4010	100	4235 4740	-4.9	coquilles marines	
	vk12	1260	60	1260 1300	-3.7	coquilles marines	
	vk17	6360	110	6993 7477	-18	coquilles marines	
	vk17	9250	100	10220 10600	-18.2	Tourbe saumâtre	
	vk17	9070	90	10100 10400	-20	Tourbe saumâtre	
	2188	6530	100	7260 7585	-7	coquilles marines	
	vk16	6820	100	7546 7844	-11.4	coquilles marines	
	vk13	8680	120	9486 9967	-13	bois	
	2678	8870	100	9675 10214	-10.4	Tourbe saumâtre	
Cette étude	vk30 (P oz-6673)	930	30	782 925	-9.1	coquilles marines	Embouchure de l'estuaire de la Seine
carottes	vk36 (P oz-6674)	2040	40	1945 2053	-11.1	coquilles marines	
	vk37 (P oz-6676)	2880	30	2922 3081	-10.3	coquilles marines	
	vk37 (P oz-6680)	3470	35	3680 3835	-10.9	coquilles marines	
	vk37 (P oz-6689)	3090	35	3237 3381	-12.3	coquilles marines	
	vk39 (P oz-6677)	1520	30	1352 1416	-10	coquilles marines	
	vk43 (P oz-6678)	605	30	545 653	-10.8	coquilles marines	
	vk52 (P oz-6696)	8020	50	8700 9020	-18.4	Tourbe saumâtre	
	vk52 (P oz-6681)	8570	40	9500 9600	-20.6	coquilles marines	
	vk57 (P oz-6690)	830	30	686 789	-7.2	coquilles marines	
	vk68 (P oz-6691)	2770	30	2788 2946	-12.8	coquilles marines	
	vk69 (P oz-6692)	970	30	795 933	-12.2	coquilles marines	
	vk27 (UL-2553)	6470	130	7156 7589	-18.3	coquilles marines	

Tableau III-2 Inventaire des datations radiocarbone disponible depuis 30 ans pour la Baie et l'estuaire de la Seine (67 datations, Delibrias G. & Guilcher M.T. 1971; Larsonneur C. 1971; Ters M. 1973; Lefebvre D. *et al.* 1974; Huault M.F. & Lefebvre D. 1984; Lefebvre D. *et al.* 1991; Garnaud S. 2003, cette étude 2005).

La synthèse de toutes ces données radiocarbone permet pour la première fois de proposer une courbe d'évolution du niveau marin relative à la Baie et à l'estuaire, construite seulement avec des données locales. La configuration de notre courbe (Fig.III-5B) est proche de celles proposées pour les côtes du Nord-Ouest de la France (Fig.III-5A, Larsonneur C. 1971; Ters M. 1973; Lambeck K. 1997). Il ne semble donc pas, qu'il y ait un effet de site. L'évolution du niveau marin depuis 10000 ans présente deux points d'inflexion vers -7500 et -3000 ans BP. La transgression n'a cessé de ralentir, avec une première phase rapide : 6.8mm/an, suivi de deux phases plus lentes 2.2 et 1.3mm/an (Fig.III-5B). Ce dernier taux coïncide avec les mesures marégraphiques relevées depuis 200 ans (Wöppelmann G. 2001).

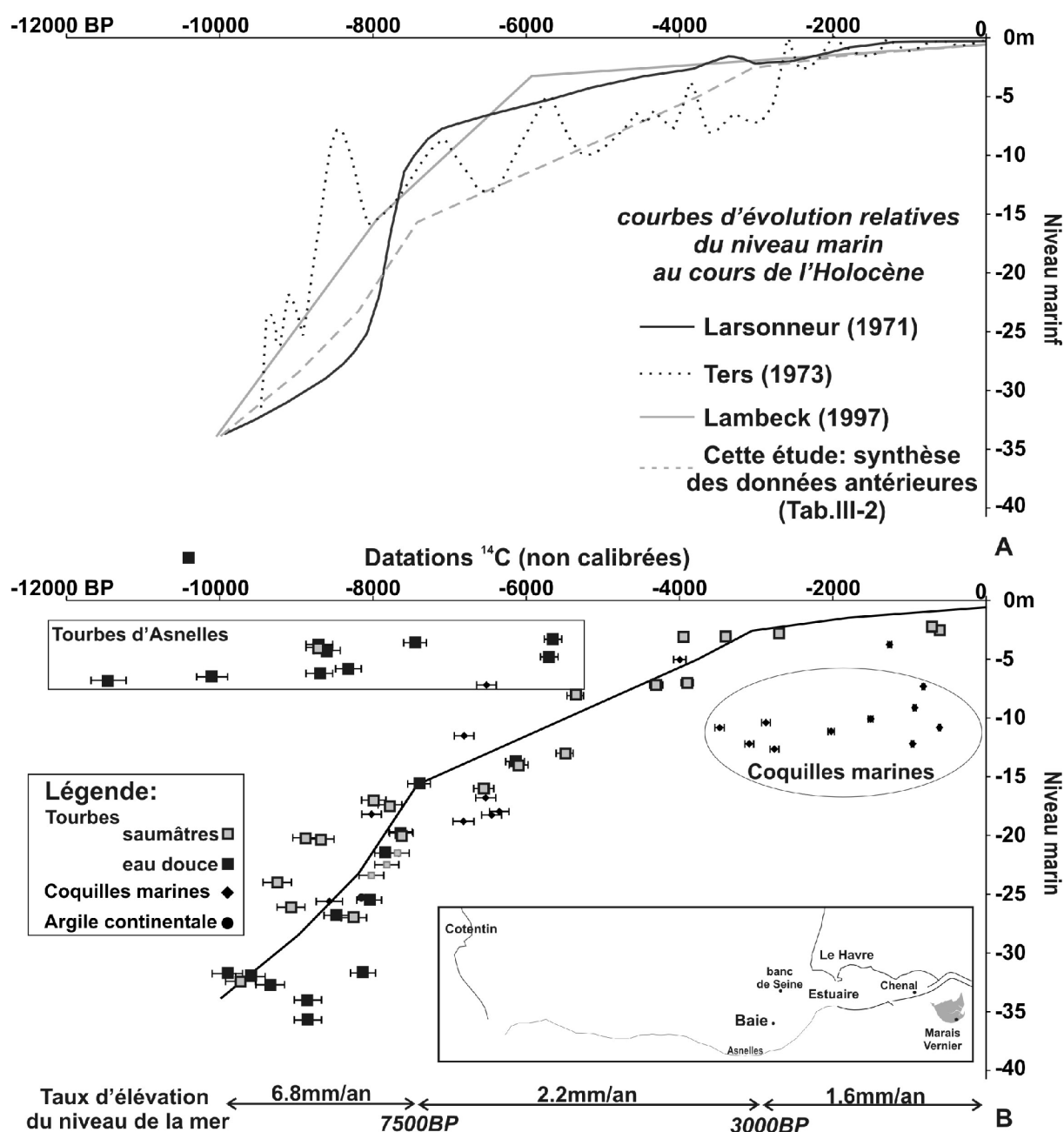


Figure III-5 Courbes d'élévation du niveau marin au cours de l'Holocène. **A/** D'après différents auteurs pour le NO de la France. **B/** A partir de la synthèse des datations radiocarbone disponibles pour la Baie et l'estuaire de la Seine (données Tab.III-2).

b) Les différentes phases d'envolement de la Baie et de l'estuaire

Les sédiments les plus anciens à la base du prisme sédimentaire (Fig.III-4) datent de -9800 ± 330 BP dans le couloir de la vallée sous-marine (Morzadec M.T. & Delibrias G. 1972) et -8850 ± 200 BP sous le banc de Seine (Fig.III-4, Larsonneur C. 1971). Leur mise en place est donc relative au début de l'Holocène.

Aucun sédiment anté-holocène n'a été retrouvé. La dernière phase régressive a certainement remobilisé l'ensemble des sédiments déposés lors des précédents cycles transgressifs. La transgression holocène s'est donc faite directement au contact du substratum et/ou des nappes alluviales déposées lors du précédent bas niveau marin.

Ce postulat permet d'estimer la position des paléo-rivages (Fig.III-6), en confrontant la carte du toit substratum (Fig.III-4C) et la courbe d'élévation du niveau marin (Fig.III-5B). Cette carte est une « image », l'épaisseur des sédiments déposés au cours de la transgression n'ayant pas pu être prise en compte.

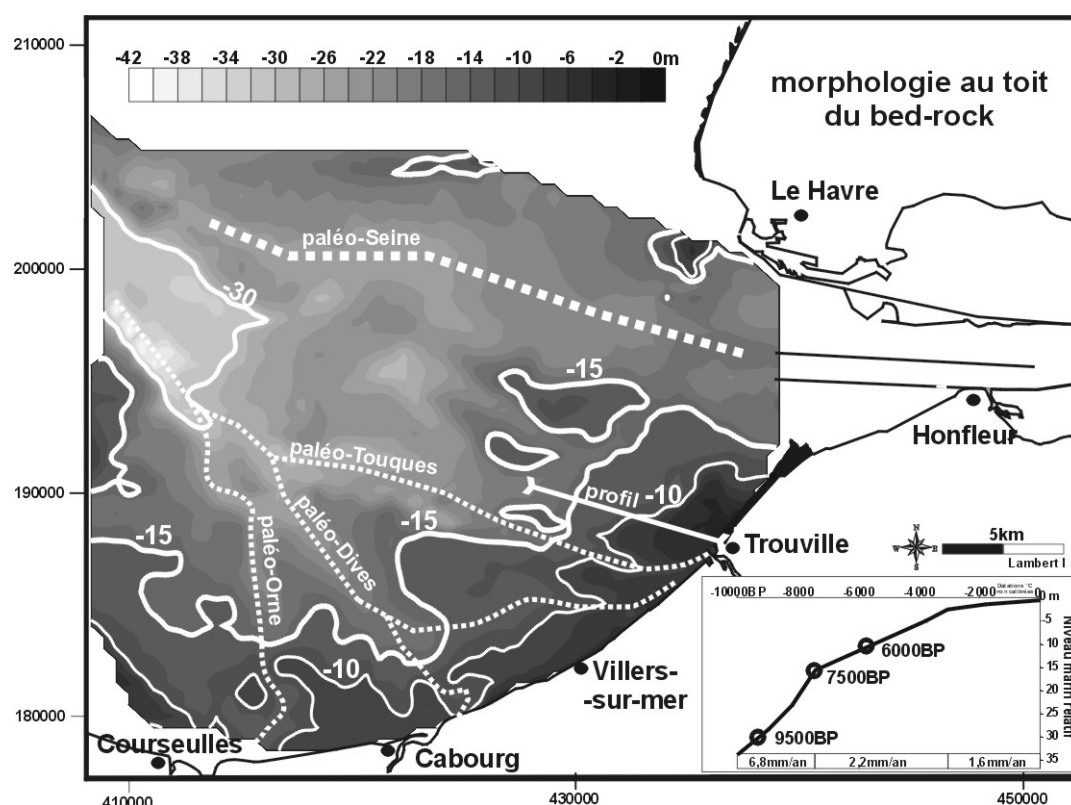


Figure III-6 Position de la ligne de rivage pour différentes phases clés de la transgression holocène. Le profil à l'ouest de Trouville localise la coupe présentée Fig.III-7A.

Cette cartographie précise de précédents travaux sur l'envolement du complexe Baie-estuaire de Seine (e.g. Larsonneur C. 1971).

- **-10000 à -7500 ans BP** : La phase transgressive très rapide se traduit par l'envolement du réseau des paléo-vallées (Seine, Touques, Dives et Orne Fig.III-6 et 7B). Le volume d'eau alors introduit dans la Baie, soit environ 3km^3 , équivaut à 1/4 du volume total de la transgression (13km^3 , Fig.III.7A). Cela va suffire à recouvrir près de 70% de la surface de la Baie (soit 470km^2 , Fig.III.7A).

- **Vers -7500 ans BP** : La transgression ralentit (Fig.III-5) et le niveau marin est estimé à -15m sous le niveau actuel. La mer sépare ce qui devient l'estuaire au nord, d'un replat formé par le toit du bed-rock au sud (Fig.III-6). La ligne de rivage coïncide alors avec la limite de ce plateau vers -15m CMH (Fig.III-7B). La configuration de la ligne de rivage est dès lors proche de la configuration actuelle.
- **Vers à -6000 ans BP** : Le niveau marin atteint -10m CMH. Les 9/10 de la surface de la Baie sont alors marins, soit 650km² (Fig.III-6 et 7). Seule une partie de la côte sud est encore émergée. Le volume d'eau introduit atteint presque 1/2 du volume total de la transgression (6km³).
- **-6000 à -4000 ans BP** : Vers -6000 ans BP, la transgression atteint un seuil, correspondant à l'inondation maximum du système (Fig.III-7A). La vitesse d'élévation du niveau marin reste la même, mais la totalité de la surface de la Baie est immergée (Fig.III.7B). Seule une petite frange côtière reste à recouvrir au sud.
- **Depuis -4000 ans BP** : La vitesse de transgression est devenue faible (Fig.III-5). La mer ne gagne plus en surface. Cette phase se traduit principalement par un exhaussement général du niveau de la mer.

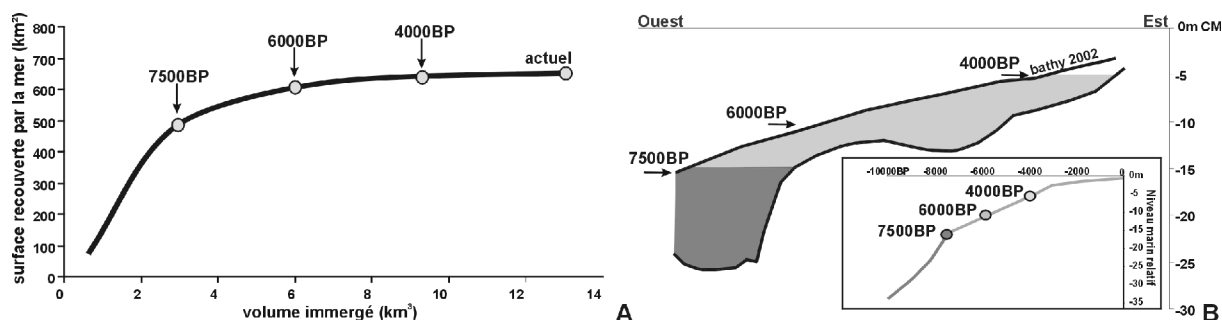


Figure III-7 Progression de la mer durant la transgression holocène et morphologie du bed rock. **A/** Evolution du rapport entre volume ennoyé et surface de la Baie recouverte par la mer pour différentes étapes de la transgression. Le volume tidal est calculé au toit du bed rock. Ce rapport ne tient pas compte du prisme sédimentaire holocène, soit environ 4.5km³ (d'après Auffret J.P. & D'ozouville L. 1985, Fig.III-4A), **B/** Profil Est-Ouest de Trouville jusqu'à l'incision de la Touques (localisation Fig.III-6). L'échelle verticale est rapportée au 0 cote marine. Le profil de base représente la morphologie du bed-rock (d'après Auffret et d'Ozouville, 1985).

La configuration du toit du substratum a donc laissé émerger la partie sud de la Baie, adjacente à l'estuaire, au cours de la phase rapide de la transgression holocène (-10000 à -7500 ans BP). La vitesse de transgression étant divisée par trois (6.8 à 2.2mm/an), il faudra près de 3000 ans pour ennoyer cette zone.

c) Validité des données de datations des coquilles marines

Les coquilles marines n'ont pas été utilisées pour l'élaboration de la courbe d'élévation du niveau marin. Cependant, leurs âges et altitudes rapportés dans le même graphique (Fig.III-5) montrent une répartition intéressante. Dans notre cas, ils coïncident assez bien avec la courbe eustatique construite grâce aux tourbes, jusqu'aux environs de -6000 ans BP (Cf. Fig.III-5). Ensuite, pas une coquille datée ne donne un âge situé entre -6000 et -4000 ans BP. Enfin, à partir de -4000 jusqu'à -600 ans BP (coquilles les plus jeunes datées), les coquilles se répartissent toutes à une altitude moyenne de -10m CMH. Quelles peuvent être les raisons de cette distribution ? et les implications en terme d'utilisation de ces datations ?

La réponse se trouve peut-être dans la position des coquilles prélevées dans la Baie et l'estuaire. Les coquilles datées se situent principalement en bordure de la paléo-Seine, et plus précisément dans la partie sud, au niveau du plateau formé par le substratum (-15 à +1m CMH, Fig.III-8). Schématiquement, les coquilles antérieures à -6000 ans BP s'agencent à l'ouest de ce plateau (i.e. dans l'incision), et celles postérieures à -4000 ans BP au dessus.

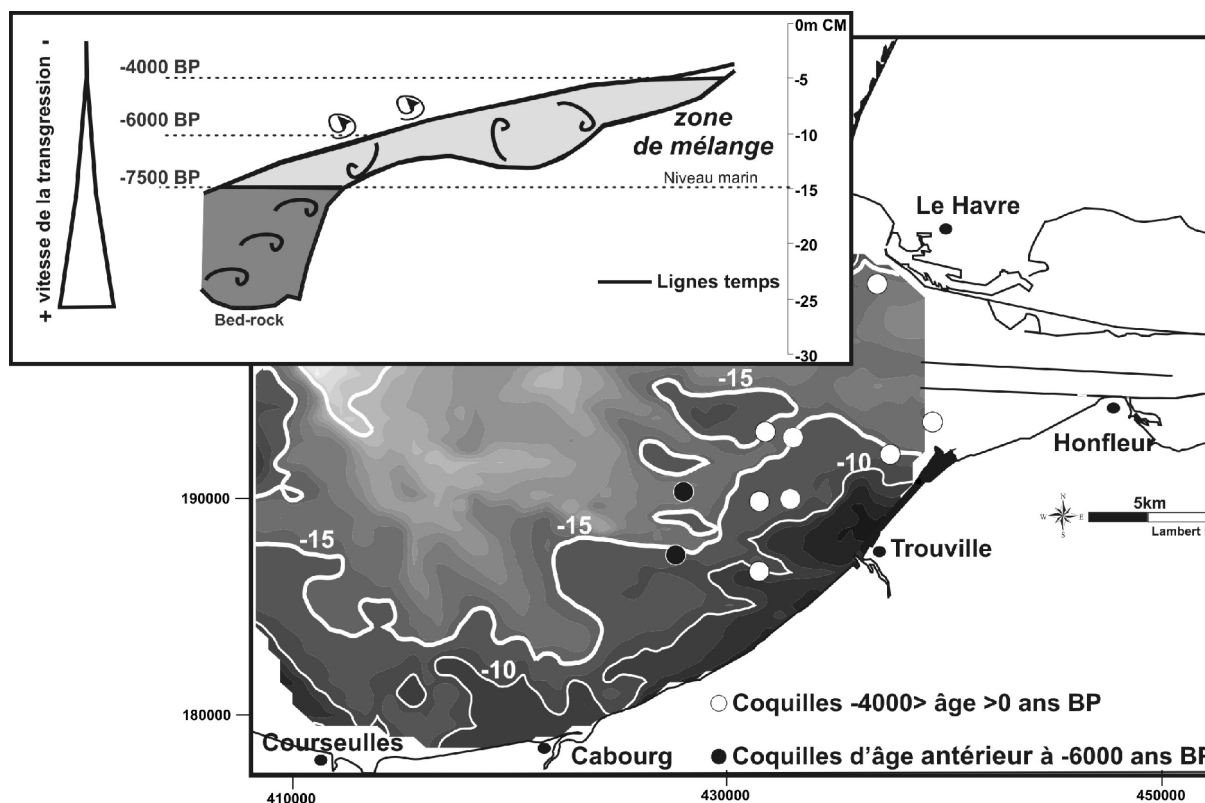


Figure III-8 Localisation des prélèvements de coquilles datées au ^{14}C rapportée à la morphologie du toit du bed rock. **En encart** : Schématisation de la position des coquilles au sein du prisme sédimentaire le long d'un profil NS (Loc. Fig.III-6).

On vient de le voir, la phase rapide de la transgression (-10000 à -7500 ans BP) se traduit par l'ennoiement des $\frac{3}{4}$ du système (Cf. Fig.III-6 et 7). Les limites de la ligne de rivage progressent rapidement de manière générale vers l'est, au cours de cette période. Les coquilles prélevées anté -6000 ans BP se localisent dans les paléo-incisions et en bordure du plateau vers -15m CMH (Fig.III-8).

De -6000 à -4000 ans BP, la transgression ralentit. La mer s'avance alors progressivement sur le plateau (-15 à +1m CMH) décrit en fond de baie. Un large estran se met en place. Les coquilles marines sont transportées par les courants marins ou les tempêtes. Le plateau devient une zone très dynamique, où le matériel coquillier est continuellement remanié. Les conditions réunies n'étaient pas très favorables à la préservation du matériel coquillier.

Depuis 4000 ans, Le système est complètement ennoyé. La vitesse de transgression est presque nulle. L'environnement des coquilles s'est stabilisé. Elles sont dès lors moins sollicitées. Le milieu naturel du matériel daté se situe de 0 à -10m CMH en moyenne. Dans ces conditions, les petits fonds de la Baie, adjacents à la côte, sont devenus une vaste zone de mélange.

Il convient donc d'être prudent d'une manière générale, dans l'utilisation des datations de coquilles marines. Cependant, elles sont dans ce type de milieu et à cette échelle de temps, souvent le seul matériel datable en carottage. Dans notre cas, le nombre important de datations permet de constater une distribution particulière de l'âge des coquilles en fonction de l'altitude à partir d'approximativement -4000 ans BP (Fig.III-5), relatives à la vitesse de transgression et à la morphologie du toit du bed-rock (Fig.III-8). Au dessus de -10m CM pour la zone d'étude, il apparaît qu'elles ne sont plus un marqueur temporel très fiable.

C. Les matériaux du comblement estuarien

L'histoire quaternaire récente et la nature du remblaiement alluvial de l'estuaire de Seine sont bien documentées grâce à de nombreux forages effectués aux abords du Havre. Leur analyse donne l'occasion de mettre en évidence une morphologie accidentée à paléoméandres (Fig.III-3 et 9), mais également les différents termes du remblaiement alluvial (Fig.11, Guyader J. 1977). L'étude des forages permet de distinguer trois groupes principaux de dépôts superposés à l'embouchure de l'estuaire :

1. Les graviers de fond (3 à 12m),
2. Les silts gris organiques et passées tourbeuses (3 à 10m),
3. Les sables gris/vert silteux et lentilles de cailloutis au toit de la série.

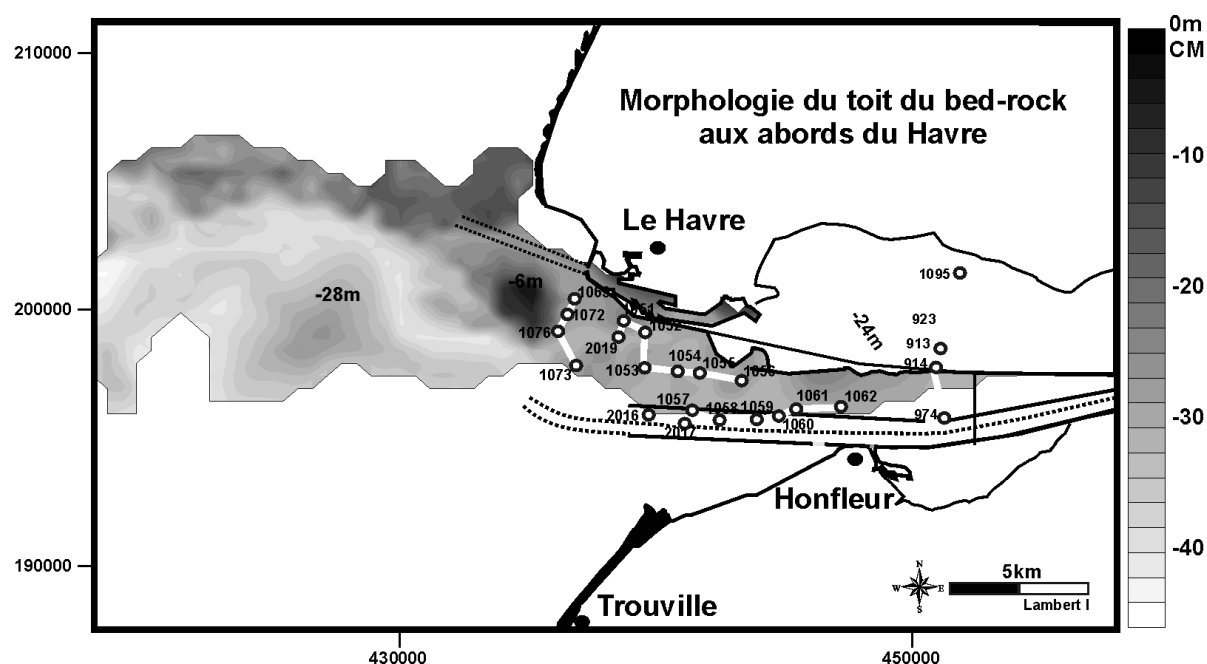
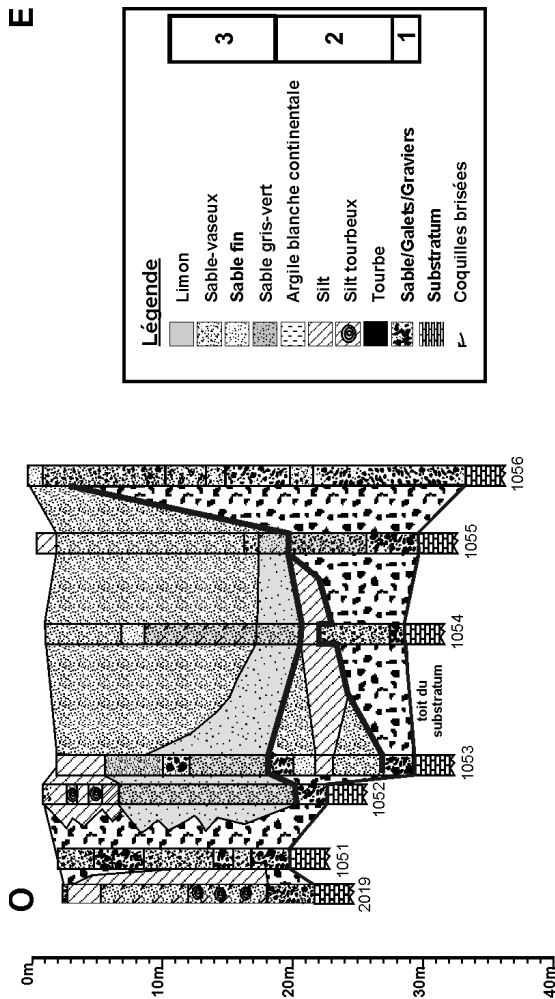
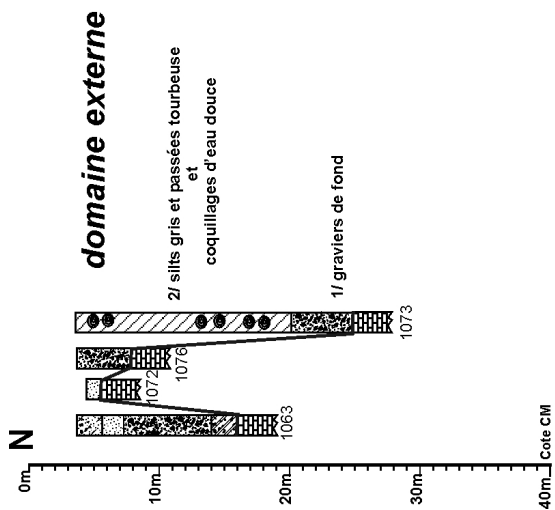
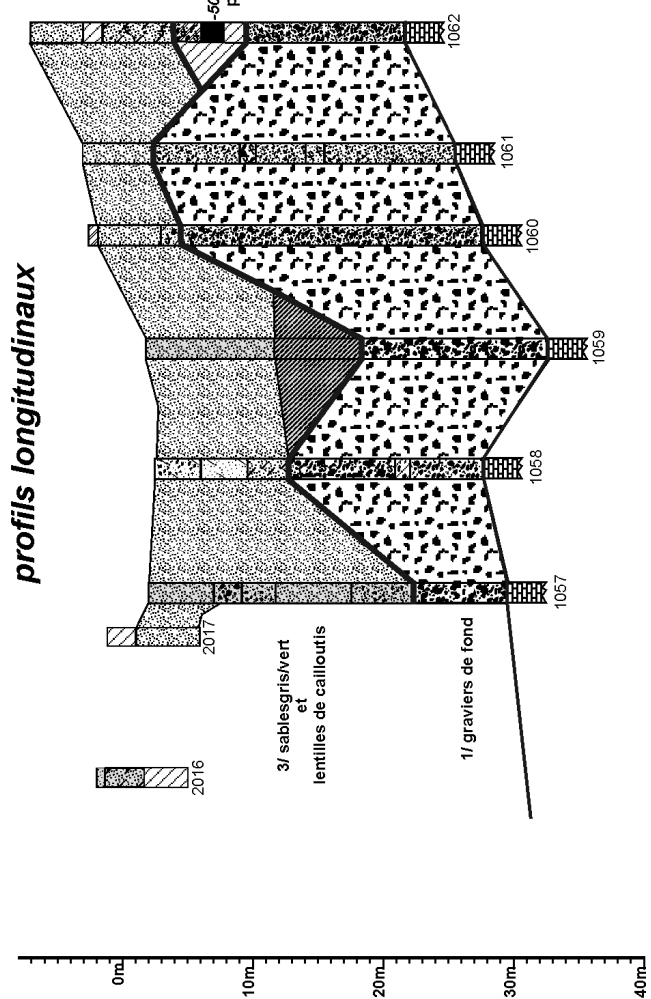
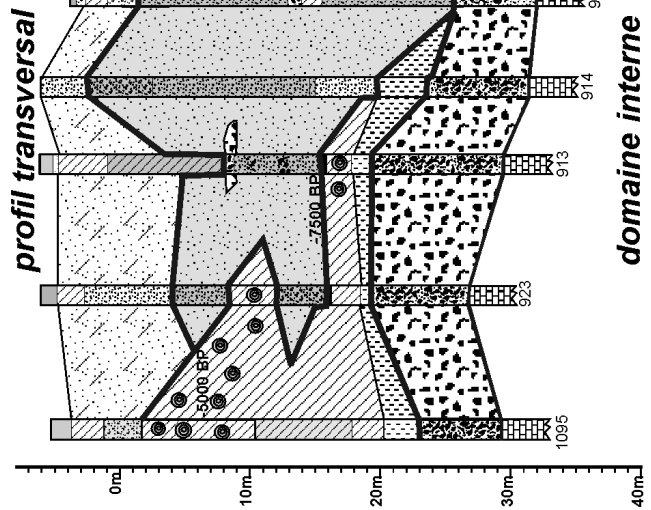
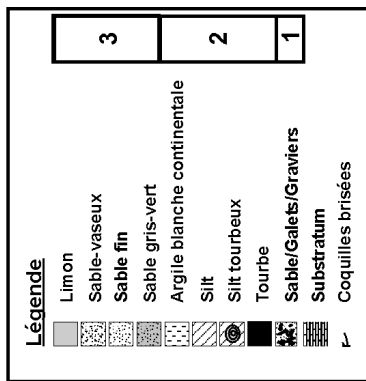


Figure III-9 Localisation des forages présentés Fig.III-10 sur la carte du toit du bed rock aux abords du Havre (d'après la carte de Lefebvre, 1975 ; les données de forages du Port du Havre 1973 et 1995).



E



profils longitudinaux

profil transversal

domaine interne

page précédente

Figure III-10 Coupes à travers le prisme sédimentaire qui forme le remblaiement Holocène à l'embouchure de l'estuaire de la Seine (données Port du Havre, localisation Fig.III-9). L'âge des tourbes est estimé à partir de la courbe d'élévation du niveau marin et de leur altitude (Cf. Fig.III-5).

1. Les dépôts anté-holocènes : les cailloutis de fond

La sismique révèle la présence de deux nappes principales étagées en Baie de Seine (Fig.III-11, Auffret J.P. & Alduc D. 1977). Ces nappes sont observées en remplissage des paléovallées creusées dans le bed rock et attribuées à des dépôts fluviatiles ou fluvio-marins grossiers mis en place en période de bas niveau marin. Le matériau principal est le silex sous la forme de galets ou cailloutis.

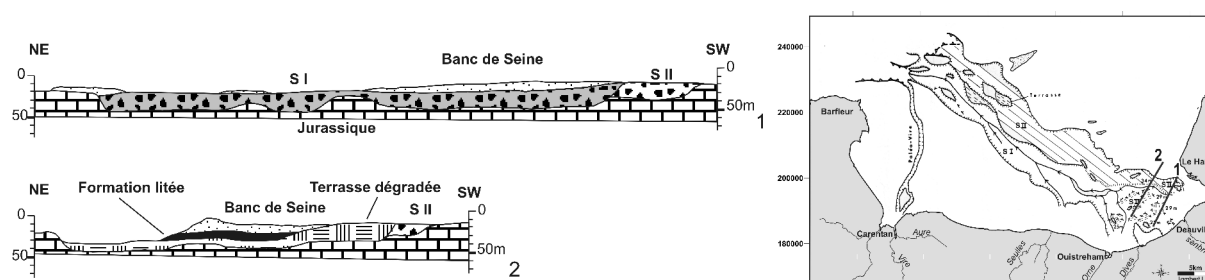


Figure III-11 Coupes transversales à l'incision de la Paléo-Seine à travers les nappes alluviales et le Banc de Seine (Alduc D. 1979).

La nappe inférieure (S I) : ce niveau correspond à la dernière vallée de bas niveau marin. Son épaisseur est en moyenne de 10 à 15m. Il est localement connu sous la dénomination de « cailloutis de fond ». La nappe est composée de matériel frais (silex), peu altéré qui témoignent d'un dépôt alluvial récent (2ième moitié du Würm, Lefebvre D. *et al.* 1974).

La nappe supérieure (S II) : elle est comprise entre -15 et +1m CMH. Le matériel est plus altéré. Les silex sont mal roulés et gélifractés (Guyader J. 1977). Ce niveau est corrélé avec les terrasses moyennes de la Seine amont (Alduc D. *et al.* 1979; Lautridou J.P. *et al.* 1999), datées du Würm ancien (-35000 ans BP, Lefebvre D. *et al.* 1974).

2. Les dépôts holocènes à l'embouchure de l'estuaire

a) Les silts organiques et passées tourbeuses

A la base des silts organiques, des argiles collantes blanchâtres (colluvions) comblent les irrégularités à la surface des galets. En contact direct avec cette surface, d'importantes épaisseurs de silts tourbeux peuvent être préservées (7 à 9m, Fig.III-10). Lorsqu'il a été protégé des incursions marines, cet ensemble lagunaire se développe notablement (Lefebvre D. *et al.* 1974; Guyader J. 1977). D'âge Boréal (-9500 à 8000 ans BP), il est le plus souvent adossé à des remontées du substratum (Fig.III-10). Cet épaissement correspond au comblement de paléo-méandres abandonnés par le fleuve.

b) Les sables gris/vert et lentilles de cailloutis

Cette formation marine ravine les silts sous-jacents (Germaneau J. 1968). Les sables sont très riches en glauconie (e.g. Germain P. 1970). Les sables fins (160-250µm) sont la fraction granulométrique la plus riche (Larsonneur C. & Hommeril P. 1967). La glauconie est particulièrement présente à l'embouchure de l'estuaire et dans la partie orientale de la Baie, à proximité des gisements de Crétacé glauconieux de la côte. La glauconie est vert clair ou noir. Les grains estuariens se distinguent par leur forme arrondie et leur couleur très noire (Germain P. 1970).

Le remblaiement marin sableux est d'épaisseur variable selon la situation sur le profil transversal de la vallée. Il forme la part la plus importante des alluvions de l'embouchure, en aval de la Risle (Fig.III-12). Localement, il est formé d'une accumulation de galets émoussés provenant du démantèlement d'anciens cordons (Guyader J. 1977).

Au Havre partant de la plage actuelle, on suit un puissant cordon littoral de galets. Ce cordon visible jusqu'au 18^{ième} siècle sur les cartes bathymétriques (Cf. Carte 1717 Lennier Fig.IV-1), traverse en biais la zone portuaire jusqu'à la Pointe du Hoc, où son épaisseur atteint jusqu'à 13m.

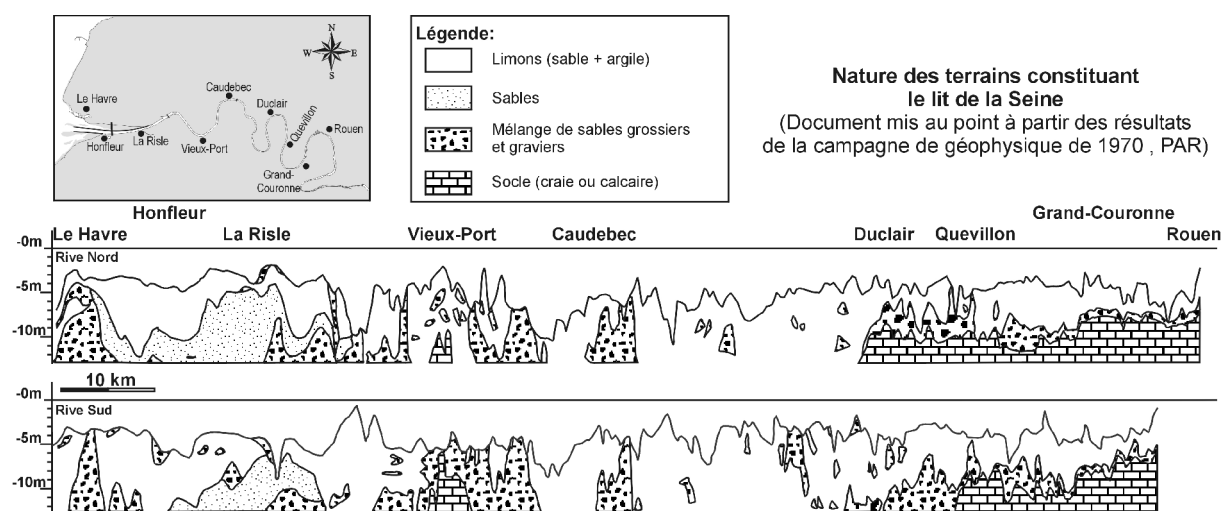


Figure III-12 Coupe longitudinale et schématique à travers les alluvions de la Seine (données inédites Port de Rouen, campagne 1970).

Plus à l'ouest en domaine marin ouvert, le Banc de Seine est superposé aux nappes alluviales (Fig.III-11) et interprété comme la dernière phase de morphogenèse sous-marine (Larsonneur C. 1971). Ce banc sableux holocène occupe une position en bordure de l'incision. La direction de son allongement est celle des courants de marée (Auffret J.P. *et al.* 1980a). Sa mise en place doit remonter à -7000 ans BP (Alduc D. 1979). Le Banc de Seine jalonne un ancien rivage (Fig.III-4 et 6) sous forme d'une flèche littorale édifiée à l'embouchure de l'estuaire (Auffret J.P. *et al.* 1980a; Auffret J.P. *et al.* 1980b). La meilleure preuve est peut-être la présence de lentilles de sédiments grossiers au sein de ce banc. Les caractères du remblaiement alluvial sous le Banc de Seine sont voisins de ceux qui s'observent au Havre.

3. Séquence Holocène type

L'analyse des nombreux forages aux abords du Havre permet de reconstruire une séquence de dépôt type (Fig.III-13). Chacun des trois termes du remblaiement holocène traduit un environnement de dépôt, et permet de proposer un schéma de mise en place des matériaux (synthèse d'après Guyader J. 1977). Il faut noter toutefois que l'essentiel des données porte sur la seule région havraise, où d'importantes paléoformes sont localisées (Fig.III-9).

Avant -9000 ans BP : En régime fluvial, les cailloutis de fond s'accumulent après l'importante phase de creusement de la 2^{ème} moitié du Würm.

Vers -9000 ans BP : La mer envahit l'estuaire. Des galets marins repris par la transgression se superposent localement aux cailloutis.

De -9000 à -8500 ans BP : Des colluvions argileuses recouvrent les cailloutis.

De -8500 à -7500 ans BP : La mer envahit l'estuaire. Les sables marins glauconieux ravinent les silts sous-jacents qui ne subsistent qu'en bordure de l'incision.

Vers -7500 ans BP : La transgression ralentit et un important système de barrière littorale se met en place.

Depuis : Dynamiques tidale et estuarienne s'établissent. Les chenaux divagants se ramifient et les sédiments combler l'estuaire.

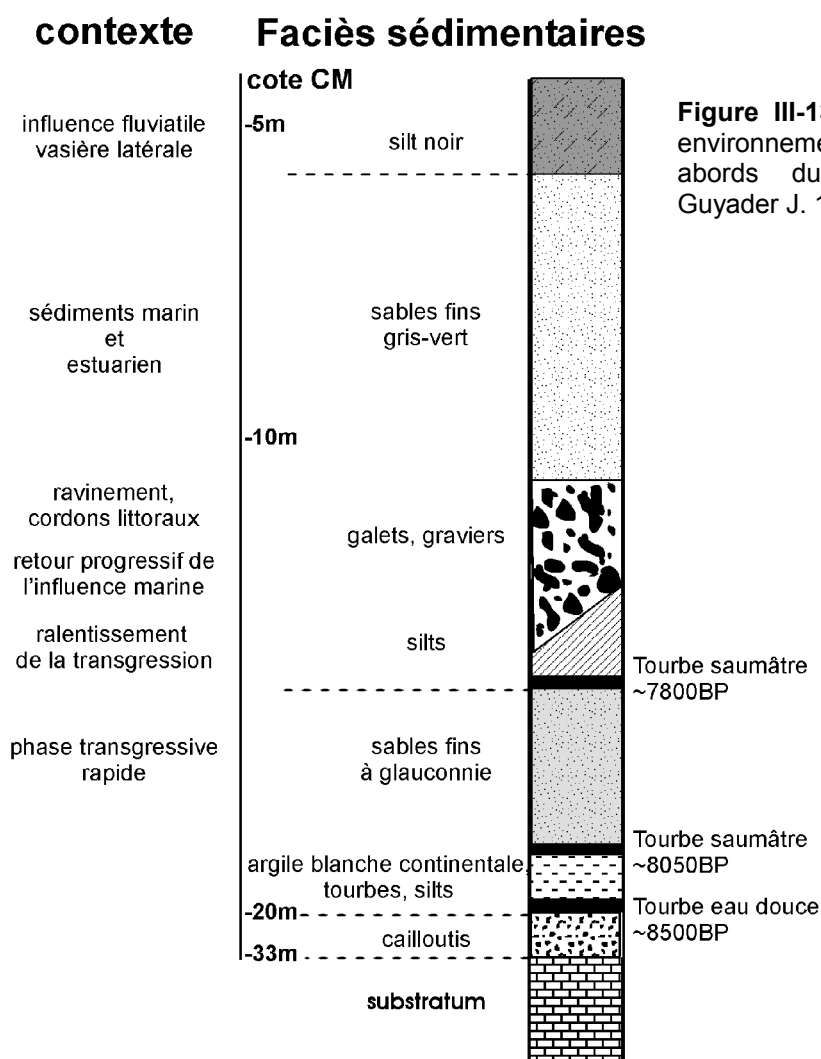


Figure III-13 Séquence type holocène et environnements de dépôts associés aux abords du Havre (synthèse d'après Guyader J. 1977).

Il reste maintenant à comprendre comment s'organisent les différentes unités sédimentaires décrites, à travers l'architecture du prisme sédimentaire.

II. ARCHITECTURE INTERNE DU PRISME SEDIMENTAIRE

A. Outils et méthodologie

L'étude de l'architecture interne du prisme sédimentaire holocène est réalisée par l'analyse de données sismiques réflexion de très haute résolution (THR), calibrées en terme de faciès sédimentaires par des vibrocarottages (2 à 6m). Les principaux résultats sont présentés dans le livret des planches.

1. La sismique très haute résolution (THR)

a) La théorie

La sismique réflexion THR est une méthode permettant de repérer la disposition des structures géologiques dans le sous-sol. Le principe repose sur l'utilisation d'une source sonore émettant des ondes acoustiques de fréquences assez basses pour se propager dans l'eau et pénétrer la couverture sédimentaire (Fig.III-14). Un récepteur (hydrophone) les détecte ensuite à leur retour à la surface. La progression de ces ondes à travers différents milieux suit les mêmes lois que l'on rencontre en optique.

A l'interface entre deux milieux ayant des propriétés différentes (densité, porosité, taux de fracturation etc...), l'onde subit une réflexion et une transmission. Ces interfaces séparent deux milieux d'impédances acoustiques (Z) différentes, l'impédance acoustique étant le produit de la vitesse de propagation (V) et de la densité du milieu (ρ). C'est le contraste d'impédance entre deux milieux sédimentaires qui génère un réflecteur. On définit ensuite le coefficient de réflexion ($R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$). Ainsi, l'enregistrement sismique ou trace sismique (T) correspond au produit de convolution de chaque coefficient de réflexion $R(t)$ avec le signal acoustique de la source sismique $w(t)$.

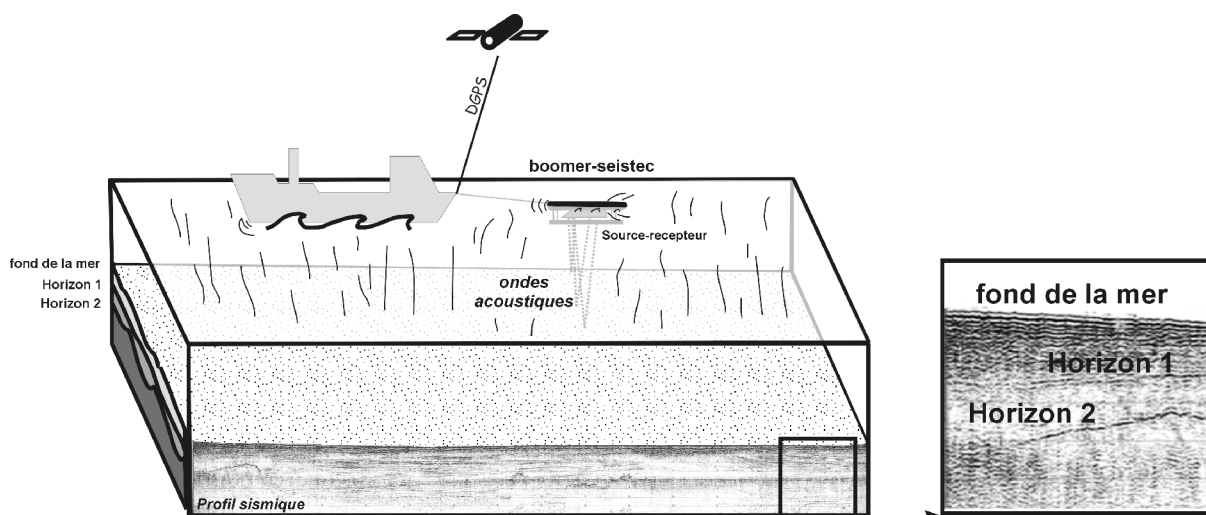


Figure III-14 Schéma de principe illustrant l'acquisition d'un profil sismique (DGPS : Differential Global Positioning System).

b) Le matériel

La sismique en milieu peu profond a pour objet d'étude des sédiments dont les contrastes acoustiques peuvent être faibles face aux bruits amplifiés par la faible tranche d'eau. Une des solutions techniques pour remédier à ce problème est l'engin sismique que nous avons utilisé. Un boomer de marque IKB-Seistec (Canada, Fig.III-15), spécialement conçu, il y a une quinzaine d'années pour la prospection d'environnements peu profonds. En quelques années, l'utilisation de cet outil s'est généralisée le long du littoral français (e.g. Menier D. *et al.* 2001; Chaumillon E. *et al.* 2002; Tessier B. *et al.* 2003; Certain R. *et al.* 2004; Weber N. 2004; Billeaud I. *et al.* 2005).

La source (boomer) et le récepteur (placé dans un cône) sont incorporés dans un catamaran de 2.5m (Fig.III-14 et 15). Le boomer-Seistec travaille sur une bande de fréquence large de 1 à 10 kHz. Sa résolution verticale est de l'ordre de 25cm. La pénétration du signal peut atteindre 150m dans les argiles et jusqu'à 20m dans des sédiments sableux.

Pour la prospection, le catamaran est tiré une dizaine de mètres derrière le bateau, immergé à une profondeur d'environ 50cm (Fig.III-14 et 15). La vitesse du bateau est en moyenne de 3 à 4 nœuds. Pour la mission Géoseine II (2002, N/O Côtes d'Aquitaine-INSU), la puissance de tir a été réglée à 200 joules avec une cadence de 2 tirs par seconde. Les données sismiques étaient enregistrées directement sur un PC sous forme numérique par le logiciel d'acquisition (Triton Elips Delph), couplé à un DGPS afin d'assurer l'enregistrement en simultané de la position des profils.

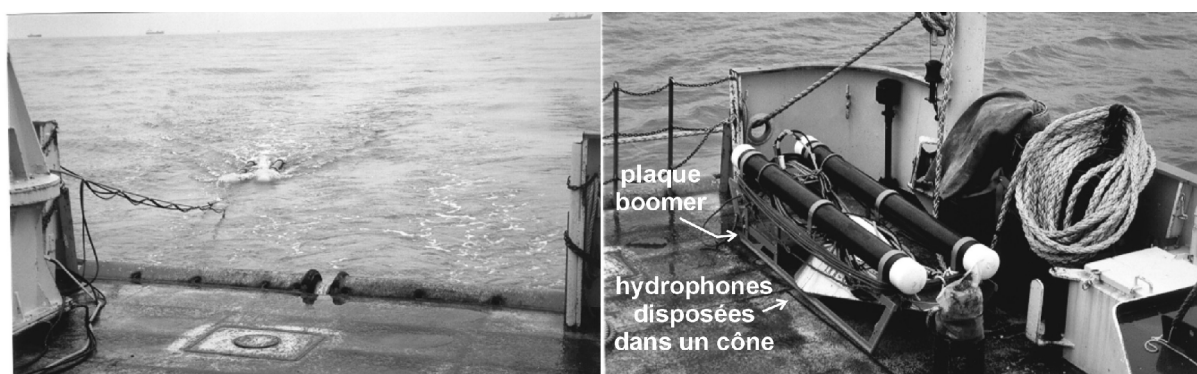


Figure III-15 Présentation d'une partie de la chaîne sismique utilisée pour la prospection : Le boomer IKB-Seistec.

De précédentes prospections de sismique ont déjà été réalisées en Baie de Seine (sismique Sparker, Auffret J.P. & Alduc D. 1977; Alduc D. 1979; Auffret J.P. *et al.* 1980a; Auffret J.P. *et al.* 1980b; Auffret J.P. & D'ozouville L. 1985). Mais leurs couvertures sont limitées à l'est par le méridien du Havre (Fig.III-2 et 4), et n'abordent qu'une petite partie du prisme sédimentaire de l'embouchure. La mission Géoseine II (2002, N/O Côtes d'Aquitaine-INSU) complète cette couverture à travers les barres et chenaux d'embouchure, grâce à l'acquisition de 85 profils sismiques pour une longueur totale de 130km (Fig.III-16).

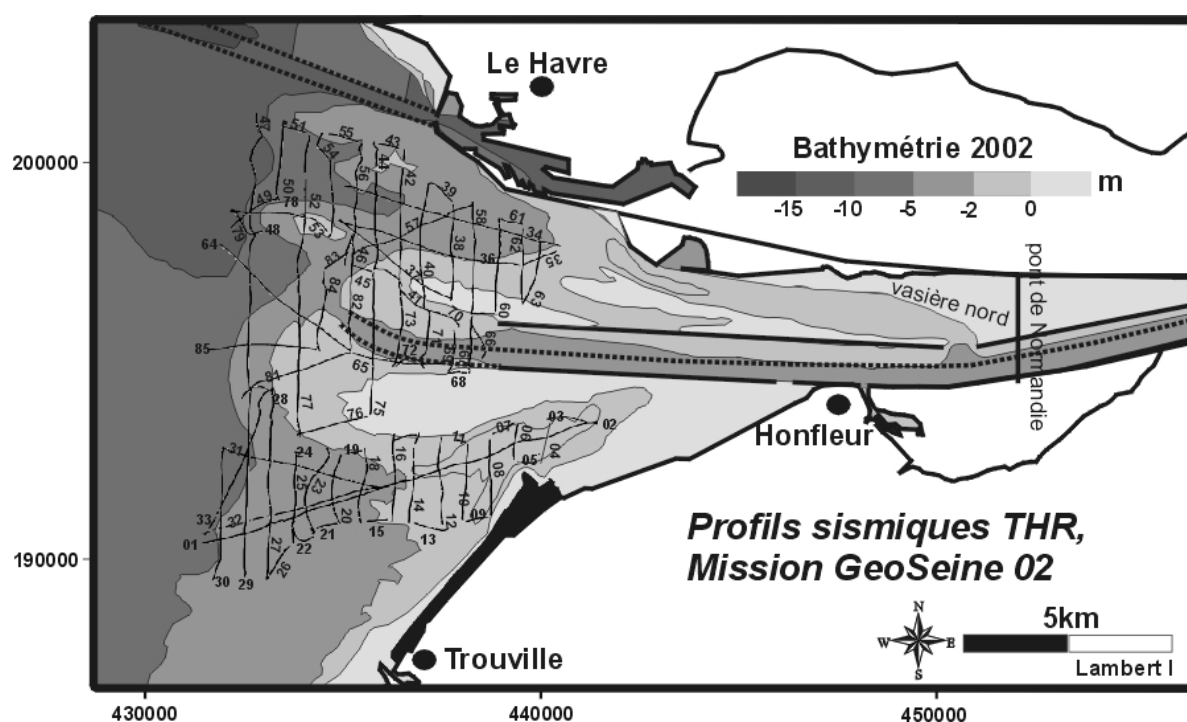


Figure III-16 Plan de position des profils sismiques THR acquis lors de la mission Géoseine II (2002, N/O Côtes d'Aquitaine-INSU).

c) Représentation et lecture des profils sismiques

• L'échelle verticale

Sur les enregistrements bruts, elle est exprimée en milli-seconde temps double, car elle représente le temps aller-retour de chaque onde, correspondant à un réflecteur. Pour pouvoir obtenir l'épaisseur réelle en mètres, il faut connaître la vitesse de propagation de l'onde acoustique dans les différents types de sédiments. Cette vitesse dépend de la densité et de l'état de compaction des matériaux.

Dans la plupart des cas, pour des sédiments sableux meubles, une loi de vitesse de 1600-1700m/s est choisie. Les essais de sismique réfraction réalisés par l'entreprise FUGRO dans le cadre des travaux de Port 2000 (Fig.IV-10, Fugro 1999) tendent cependant à mettre en évidence des vitesses plus élevées pouvant atteindre 2200m/s (Tab.III-3).

Pour notre étude, étant donné le caractère principalement sableux des faciès carottés, nous avons opté pour une loi de 1700m/s. Ainsi sur chaque profil, l'échelle verticale est exprimée en mètres rapportée au 0 CMH. La couverture bathymétrique servant de référentiel est celle de 2002 (données Port de Rouen), année de la mission géophysique Géoseine II. Ce repérage altimétrique permet un aller-retour rapide avec la carte des paléorivages et la courbe d'élévation du niveau marin (Fig.III-5 et 6). Les intersections avec d'autres profils, ainsi que la position des carottes associées sont également reportées sur les profils présentés dans le livret.

La nomenclature utilisée pour désigner les profils sismiques est « geos ».

Vitesse sismique (m/s)	Formation
1480 – 1600 m/s	Sables silteux ou argileux "vasards", sables pouvant être graveleux – état lâche
1600 – 1800 m/s	Sables moyennement denses à assez denses, pouvant contenir graviers et galets, graviers avec galets possibles à l'état plus ou moins lâche.
1800 – 2000 m/s	Sables et sables graveleux denses, graviers avec éventuellement galets
2000 – 2200 m/s	Graviers avec galets plus denses

Tableau III-3 Corrélation entre les vitesses sismiques et les principales formations du site établie à partir des résultats de sismique réfraction, de carottages sismiques et de logs de sondages carottés. Données Fugro (Rapport N°.FR.98.Gy.Co.1002_a/rev.B pour le P.A.H. / Septembre 1999).

• L'analyse des profils sismiques

L'analyse des profils sismiques repose sur la détermination de faciès sismiques, suivant différents paramètres qui permettent de définir les réflecteurs et qui sont : la configuration des réflexions, la continuité, l'amplitude et la fréquence (Mitchum J.R. *et al.* 1977, Fig.III-17)

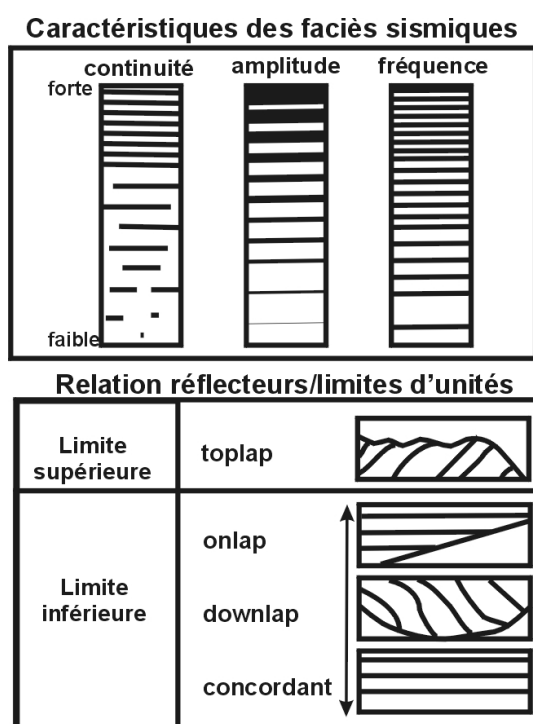
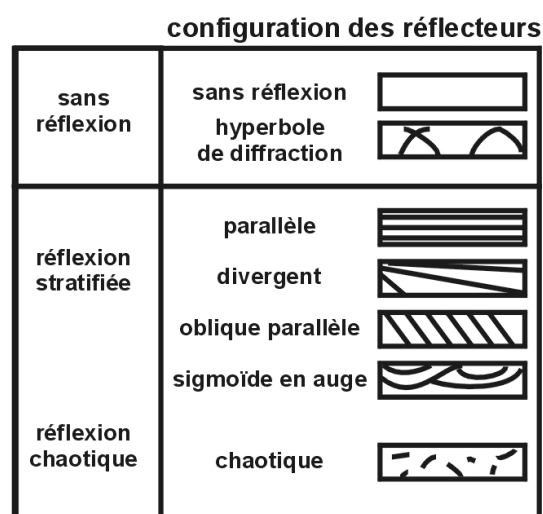


Figure III-17 Caractères sismiques et relations entre les réflexions sismiques et les limites des unités sismiques.



Les faciès sismiques constituent des unités, limitées au toit et au mur par des discordances ou par leur prolongement en concordance (Fig.III-17). L'unité sismique constitue l'élément principal de l'étude en stratigraphie sismique.

L'interprétation vise, dans un premier temps, à reconnaître et définir les entités sédimentaires dans leur environnement de mise en place. L'étape suivante est de replacer ces ensembles sédimentaires dans un contexte chronologique.

2. Le vibrocarottage

Deux missions de carottages longs ont été réalisées à l'embouchure de l'estuaire : Vastedeba III en 2001 et Caroseine en 2003 (N/O Thalia/Ifremer, collaboration DEL-Ifremer Brest). La première mission était consacrée à l'étude des sédiments holocènes de la Baie (Garnaud S. *et al.* 2003). Les points réalisés à l'embouchure lors de cette mission ont eu un caractère exploratoire, en prévision de Caroseine. Cette deuxième mission a permis d'obtenir 43 carottes de 2 à 4m de longueur (Fig.III-18A et Tab.III-4). Elles se répartissent pour la plupart le long des profils sismiques de Géoseine II (Fig.III-18B), afin de corrélérer faciès acoustiques et faciès sédimentaires.

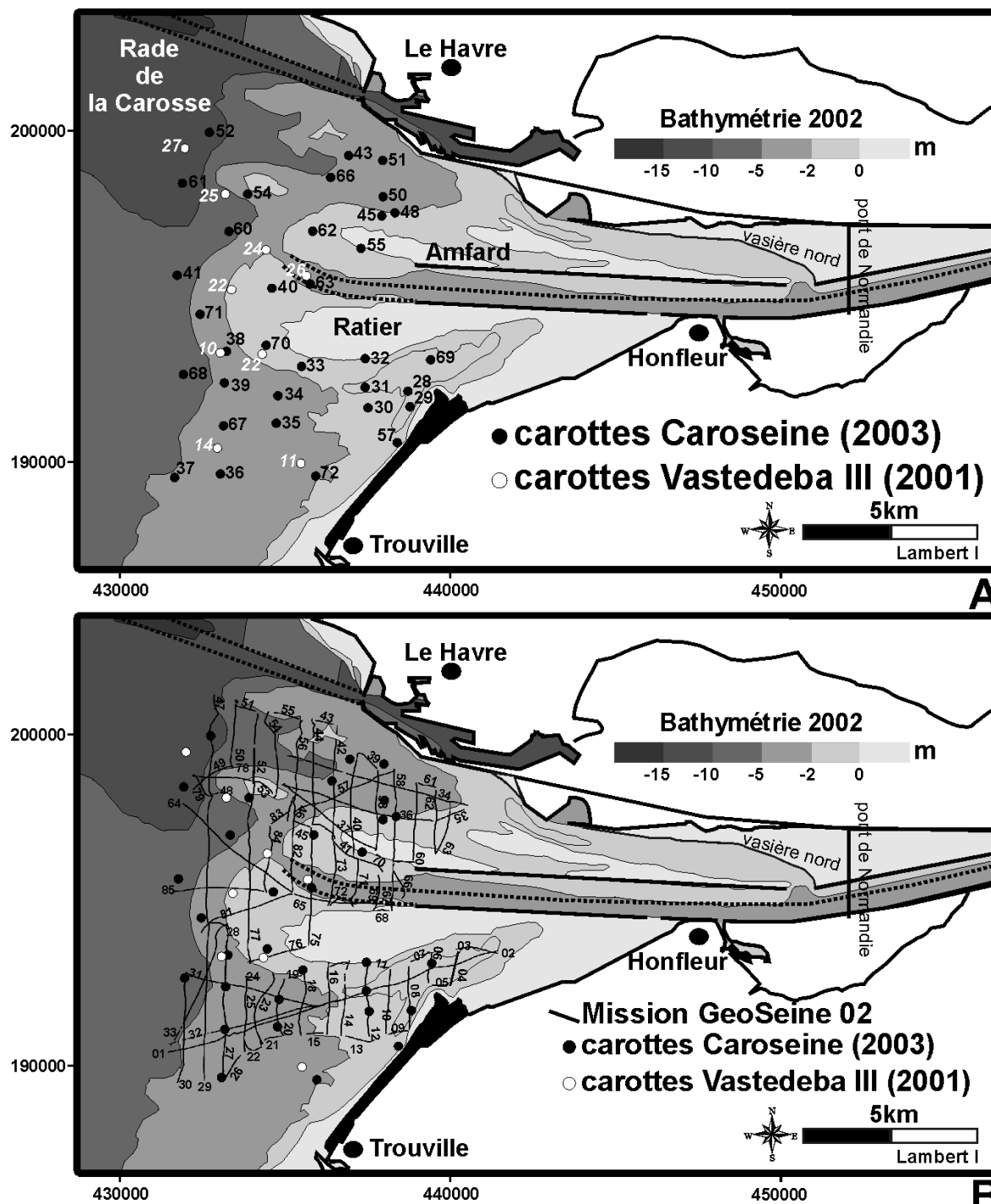


Figure III-18 A/ Plan de position des carottes prélevées au cours des missions Vastedeba III (2001) et Caroseine (2003). **B/** Plan de position des carottes et des profils sismiques de la mission Géoseine II.

	n° Carotte	E	N	longueur (m)
Vastedeba III	10	432828.797	193196.559	2.00
	11	435151.214	189973.699	0.90
	14	432743.801	190417.662	2.10
	21	434037.469	193159.724	1.67
	22	433151.277	195041.037	1.31
	24	434129.162	196179.49	2.10
	25	432970.456	197828.075	3.37
	26	435315.954	195438.943	0.80
	27	431802.768	199161.968	1.63
Caroseine	28	438204.247	192106.386	1.36
	29	438263.619	191659.614	0.70
	30	437050.233	191628.913	1.86
	31	436966.258	192221.066	2.74
	32	436969.048	193044.266	2.43
	33	435133.152	192821.228	1.43
	34	434446.918	191974.185	2.44
	35	434401.241	191185.653	1.10
	36	432788.025	189721.688	2.04
	37	431470.154	189617.528	2.98
	38	432968.674	193254.129	1.16
	39	432904.539	192343.783	1.79
	40	434279.572	195072.183	2.51
	41	431540.999	195445.253	1.62
	43	436491.227	198899.453	2.75
	45	437447.209	197157.562	2.59
	48	437827.005	197246.395	4.30
	50	437485.497	197712.697	3.50
	51	437473.143	198758.864	1.89
	52	432472.927	199566.507	4.35
	54	433578.663	197785.923	4.00
	55	436846.16	196218.7	2.08
	57	437891.692	190624.851	2.06
	60	433038.144	196712.107	3.59
	61	431695.412	198099.568	4.18
	62	435453.82	196716.637	4.34
	63	435378.921	195194.688	3.20
	66	435971.995	198269.751	2.11
	67	432881.312	191109.543	1.08
	68	431721.557	192591.482	3.97
	69	438855.249	193010.549	3.78
	70	434106.37	193430.846	1.83
	71	432203.082	194323.415	3.51
	72	435538.917	189660.477	1.14

Tableau III-4 Vibrocarottages réalisés lors de la thèse: position (Lambert I) et longueur.

Certains des forages réalisés dans le cadre des travaux portuaires du Havre (P.A.H. 1973; Seers-Foralo 1995; Fugro 1999) ont également été utilisés. La nomenclature employée est « vk » pour les vibrocarottages et « F » pour les forages (livret des planches).

a) Le matériel

Le système employé est un vibrocarottier (Fig.III-19A). Il se compose d'un simple tube en aluminium, relié à son extrémité supérieure à un moteur. L'ensemble est fixé sur une armature métallique terminée à son extrémité inférieure par quatre pieds, permettant de poser et stabiliser verticalement la structure au fond de la mer. La mise en œuvre est relativement simple (Fig.III-19B). Le vibrocarottier, à l'horizontale sur le pont, coulisse par un système de rails et chariot jusqu'au bord du bateau. Il est ensuite basculé à la verticale. Sur certaines zones peu profondes, il est arrivé que le sommet du vibrocarottier soit à fleur d'eau (Fig.III-19C).

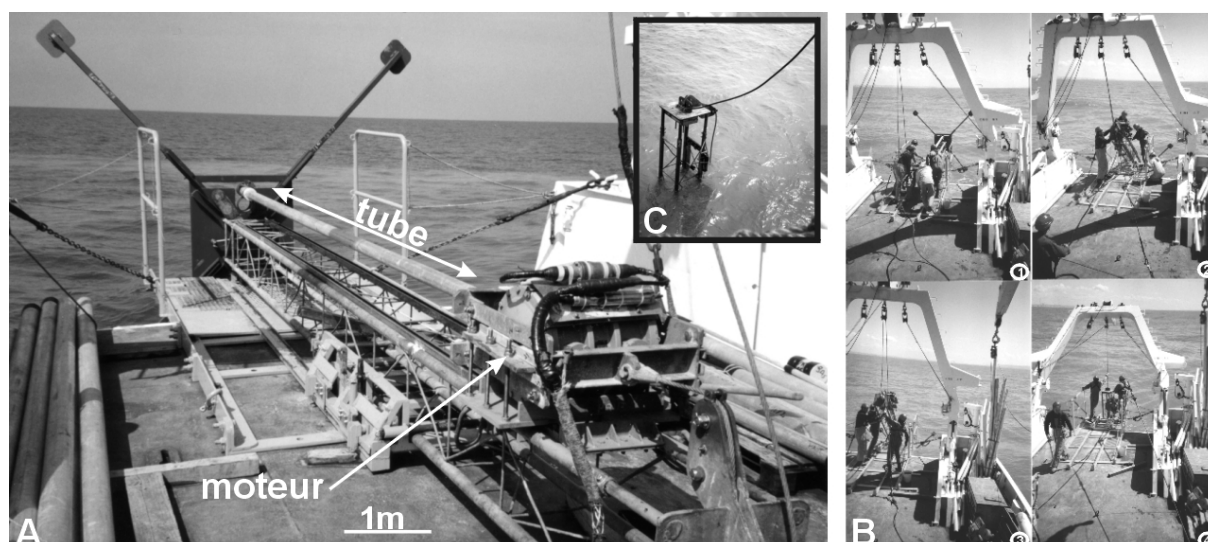


Figure III-19 Le système de carottage (Génavir/Ifremer). **A/** Vibrocarottier embarqué à bord du N/O Thalia lors des missions Vastedeba III et Caroseine. **B/** Mise en œuvre du vibrocarottier. **C/** Vibrocarottier à fleur d'eau en domaine peu profond (moins de 6m).

b) Les analyses

Les carottes ont été décrites et reportées sous la forme de log sédimentaires. Sept faciès principaux forment la majeure partie des carottes (planche 1), avec des variantes comme la présence de glauconie (verte/noire), de tourbes ou d'hydrobies. Différents types d'analyses ont été réalisés afin de compléter ces descriptions :

Calcimétrie : Les teneurs en carbonates ont été mesurées à l'aide du calcimètre Bernard sur près de 100 échantillons prélevés sur les différents faciès. Les résultats sont compris en moyenne entre 25 et 35%. Ces valeurs sont identiques à celles effectuées sur l'ensemble de la couverture sédimentaire de la Baie et de l'estuaire (Larsonneur C. 1971; Avoine J. 1981a). Des valeurs maximales peuvent atteindre plus de 50%. Elles correspondent aux passées coquillères et aux sables coquilliers rencontrés au sommet de certaines carottes.

Granulométrie : L'appareil utilisé est un granulomètre LASER type Coulter LS230 (0.2µm-2mm). Les mesures permettent de calibrer les faciès sédimentaires (Planche 1). Le mode des sables fins se situe entre 110-150µm et 200-250µm pour les sables moyens. Les vases présentent deux modes principaux : 10 et 40µm.

Datations radiocarbone : Les datations notées « poz » (type AMS, Tab.III-2) ont été réalisées par le laboratoire d'analyse radiocarbone de Poznan (Pologne) et la datation « ul » à l'université de Laval (Québec).

B. Résultats de la prospection sismique très haute résolution

1. Description des unités sismiques reconnues

L'analyse des données sismiques et leur interprétation a permis d'individualiser douze faciès sismiques constituant huit unités sismiques (Fig.III-20 et Tab.III-5).

Unités	Faciès	configuration des réflecteurs			
		continuité	amplitude	fréquence	géométrie
U8	f12	moyenne	moyenne	moyenne à faible	plane moulante
U7	f11	forte à moyenne	moyenne à forte	moyenne à forte	oblique parallèle à divergent
U6	f4	—	—	—	chaotique avec diffraction
	f10	moyenne à faible	moyenne à faible	faible	oblique parallèle
	f9	—	—	—	chaotique
U5	f1	—	—	—	transparent
	f8	forte à moyenne	forte à moyenne	forte à moyenne	sigmoïde en auge à oblique parallèle
U4	f1	—	—	—	transparent
	f7	forte à moyenne	moyenne à faible	forte à moyenne	plane parallèle
	f6	moyenne à faible	moyenne	faible	oblique divergent à parallèle
U3	f5	moyenne à faible	forte à moyenne	faible	oblique parallèle à plane irrégulière
	f4	—	—	—	chaotique avec diffraction
	f3	moyenne	moyenne	faible	oblique parallèle
U2	f1	—	—	—	transparent
U1	f2	forte à moyenne	forte à moyenne	moyenne	oblique parallèle
	f1	—	—	—	transparent

Tableau III-5 Caractéristiques des douze faciès sismiques reconnus constituant les huit unités sismiques.

L'unité 1 (U1) : Planches 3-5-6 et 10 à 14

Elle est limitée à son toit par une surface d'érosion, marquant une topographie accidentée. Cette limite supérieure est le plus souvent un réflecteur discontinu de forte amplitude (Fig.III-20). U1 est constitué de deux faciès acoustiques (Tab.III-5) : f1 (transparent) et f2. Les réflexions internes de ce dernier sont parallèles obliques avec un pendage apparent vers le nord sur les profils N-S (geos52, planche 5) et vers l'est sur les profils E-O (geos10 et 13, planche 10). Nous pouvons en déduire un pendage réel vers le NE. Le toit de U1 se situe entre -8m (geos52, planche 5) et -20m CMH (geos64, planche 8).

L'unité 2 (U2) : Planches 3-6 et 11 à 14

Elle repose en discontinuité sur U1 dont elle gomme les irrégularités (geos 31, planche 14). Son toit est limité par un réflecteur de forte amplitude, souvent seul témoin de sa présence (Fig.III-20). U2 est constituée exclusivement par le faciès f1, transparent. Son épaisseur varie de 1-2m (geos30, planche 13 et geos32, planche 14). Le toit de U2 se situe entre -8m et -15m CMH (geos25-27-30-31-32, planches 11 à 14).

L'unité 3 (U3) : Planches 3-5-6-8-11-13 et 14

U3 est constituée de trois faciès acoustiques : f1, 3 et 4 (Fig.III-20). A la base de l'unité, la terminaison des réflecteurs peut être en onlap (f3, geos34 planche 6) ou concordant (f5, geos25 planche 11). Au toit, U3 est limitée par une surface d'érosion (e.g. geos50, planche 5).

U3 n'est pas toujours reconnue de manière directe à travers l'embouchure. Elle se traduit parfois par la présence de gaz (f4). L'apparition de gaz est généralement relative à une sédimentation fine développée riche en MO (Matière Organique, Missiaen T. *et al.* 2002). Le gaz se forme par la dégradation de la MO, libérant du méthane. Sa présence crée des hyperboles de diffraction, un faciès chaotique ou transparent (écran acoustique).

L'épaisseur de U3 est difficile à évaluer, dans le sens où l'on observe que rarement la base de cette unité. Localement, elle varie de 1m (geos25, planche 11) jusqu'à 7m (geos50, planche 5). Cette unité se situe entre -8 et -20m CMH (planches 5-6 et 11).

L'unité 4 (U4) : Planches 3-5-6 et 11 à 14

U4 est constituée de trois faciès acoustiques : f1, f6 et f7 (Fig.III-20). Les réflecteurs peuvent être à la base de l'unité, concordants (planche 14), en onlap voire downlap (geos 25, planche 11). U4 est limitée au toit par une surface d'érosion, caractérisée par des terminaisons de réflecteurs en toplap (planches 11 à 14).

Au sein de f6, l'inclinaison des réflecteurs peut varier sur un même profil (geos27, planche 12), suggérant localement une configuration en dôme. Le faciès f6 passe latéralement à f7 vers -10m CMH (planche 14). Le faciès f7 est marqué par des réflexions planes de fréquence plus forte, traduisant une variation de faciès sédimentaire. f1 est quasi-transparent, ce faciès repose en contact érosif sur U1 et U3, vers -8 à -10m CMH (planches 3-5-6).

L'épaisseur de U4 varie de 0 à 5m pour f1 et f6, mais n'excède pas 2m pour f7. Sur les profils (e.g. planche 14), U4 se situe entre -8 et -16m CMH.

L'unité 5 (U5) : Planches 3-6-8-9 et 10 à 14

Elle est caractérisée par deux faciès acoustiques : f1 et f8 (Fig.III-20). Les réflecteurs de f8 sont de types sigmoïdes à horizontaux, alors que f1 est transparent. Les limites supérieure et inférieure de f8 sont des surfaces d'érosion. La géométrie des réflecteurs de f8 individualise des morphologies en auges, séparées par des surfaces d'érosion au sein même de U5 (e.g. geos27 planche 12 et geos29-30 planche 13). La fréquence et l'amplitude des réflecteurs varient latéralement à travers ce faciès, traduisant une lithologie contrastée.

Vers Villerville (Loc. planche 3, geos8 et 12 planche 10), les réflecteurs deviennent obliques. U5 forme alors le remplissage d'une morphologie incisée de 4-5m de profondeur. A cet endroit, la base de U5 est une surface atypique, très irrégulière. En dessous de cette surface, le signal acoustique ne pénètre plus et il est difficile de désigner l'unité sous-jacente (planches 10 et 11).

L'épaisseur de U5 est de 2 à 4m dans la partie sud de l'embouchure (f8). Alors qu'au Nord, la base de U5 (f1) n'est jamais atteinte. Cette unité se situe entre -6 et -10m CMH au sud de l'embouchure (planches 10 à 14), jusqu'à -15m CMH dans l'axe du système (geos64, planche 8).

L'unité 6 (U6) : Planches 3, 7 à 11 et 13

U6 correspond morphologiquement aux barres d'embouchure. Elle est constituée de trois faciès acoustiques : f4, f9 et f10. La base de cette unité n'est que très rarement cartographiée, aux pieds des barres (geos60 planche 3 et geos29 planche 13). U6 passe latéralement à U5 (e.g. planches 10 et 11), ou repose localement en contact érosif sur cette même unité (planche 3).

De manière générale, cette unité constitue une zone acoustique sourde (f9). Ce faciès sourd se caractérise par des réflexions chaotiques qui masquent totalement la partie inférieure. Le faciès acoustique sourd est observé pour différentes configurations. Il peut correspondre à une roche massive dépourvue de macrolitages (Proust J.N. *et al.* 2001), une zone de gaz (Mullins H.T. & Halfman J.D. 2001; Missiaen T. *et al.* 2002), ou des fonds marins vaseux (Weber N. 2004). Différents résultats de prospection sismique sur des corps similaires ne font cependant pas mention de l'existence d'une telle zone sourde. Dans notre cas, la zone sourde est en relation avec une surface irrégulière située au sommet des barres. Cette surface est cantonnée à une tranche bathymétrique restreinte, entre +2 et -2m CMH (planche 7,8 et 9).

Les rares réflecteurs observés au sein de cette unité (f10) se situent sur le flanc de la barre nord (banc d'Amfard, planche 3). Les réflecteurs sont obliques et peuvent être recoupés au toit de l'unité par une surface d'érosion (geos38, planche 3).

U6 est également recoupée localement par des réflexions en « chou-fleur », indiquant la présence de gaz (geos38 planche 3 et geos14-16 planche 11).

L'unité 6 a une épaisseur variable de 0m au pied des barres à +6m. Elle se situe entre +1 et -12m CMH.

L'unité 7 (U7) : Planche 5

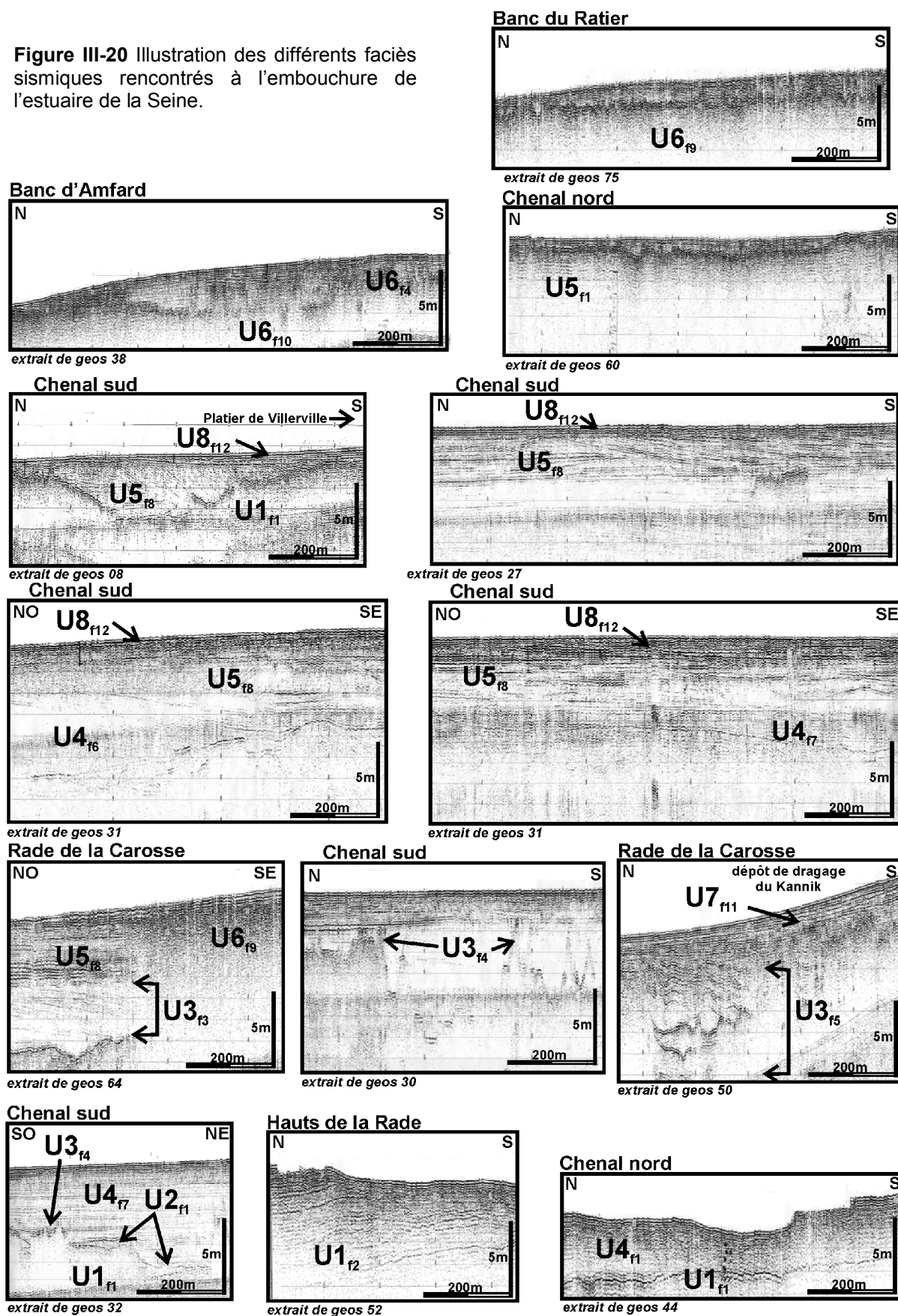
L'unité 7 correspond morphologiquement et géographiquement à la zone de clapage des produits de dragages du Kannik (Fig.I-6), utilisée depuis le début des années 1970. Elle est constituée du faciès f11. Ce dernier présente une importante variabilité en terme d'amplitude et de fréquence des réflexions, traduisant une lithologie contrastée. La morphologie en dôme des réflecteurs suggère l'origine anthropique de cette construction. U7 s'étale latéralement sur une distance importante (plusieurs centaines de mètres, geos47 planche 5). Sur les profils, cette unité repose localement en contact discordant sur U3 (planche 6) et U4_{f1} (planche 5).

Son épaisseur représente jusqu'à +7m de dépôt localement, en moyenne entre -5 et -12m CMH.

L'unité 8 (U8) : Planches 3-6 et 8 à 14

Elle correspond à l'unité sommitale. Des réflecteurs concordants (f12, Fig.III-20) drapent une partie du système. L'épaisseur de U8 est en moyenne de 0.5 à 1m, avec un maximum au pied des barres (planche 9).

Figure III-20 Illustration des différents faciès sismiques rencontrés à l'embouchure de l'estuaire de la Seine.



2. Organisation et répartition géographique des unités sismiques

L'ensemble des profils permet donc de différencier huit unités sismiques. La synthèse de toutes ces informations donne l'occasion de proposer un schéma général de l'organisation et de la géométrie de ces unités. Cependant, la reconstitution de l'architecture interne du prisme sédimentaire est contrariée par la présence de la zone acoustique sourde (Fig.III-21). Cette **zone sourde** se situe à l'aplomb de l'incision (Fig.III-21A) et représente près de **50% de la surface cartographiée**. De fait, l'essentiel des informations se situe en bordure de l'embouchure et à l'ouest des bancs.

-U1 n'est pas visible à la base de tous les profils. Elle est repérée en bordure de l'embouchure (e.g. planche 5, Fig.III-21) : au nord, à l'occasion d'une remontée du substratum (Hauts de la rade, Fig.III-21) et au sud, au pied de l'estran, continuité submergée du platier de Villerville (Loc. Fig.III-21A). Le pendage NE des réflecteurs (f2) correspond à celui des couches jurassiques constituant le bed-rock. Cette image de la structure interne de U1 s'observe lorsque la couverture sédimentaire sus-jacente est mince.

Parallèlement, la morphologie décrite par le toit de U1 correspond à celle du bed-rock cartographié par Auffret et d'Ozouville (1985). Ce faisceau d'information permet d'interpréter U1, comme étant l'image du bed-rock.

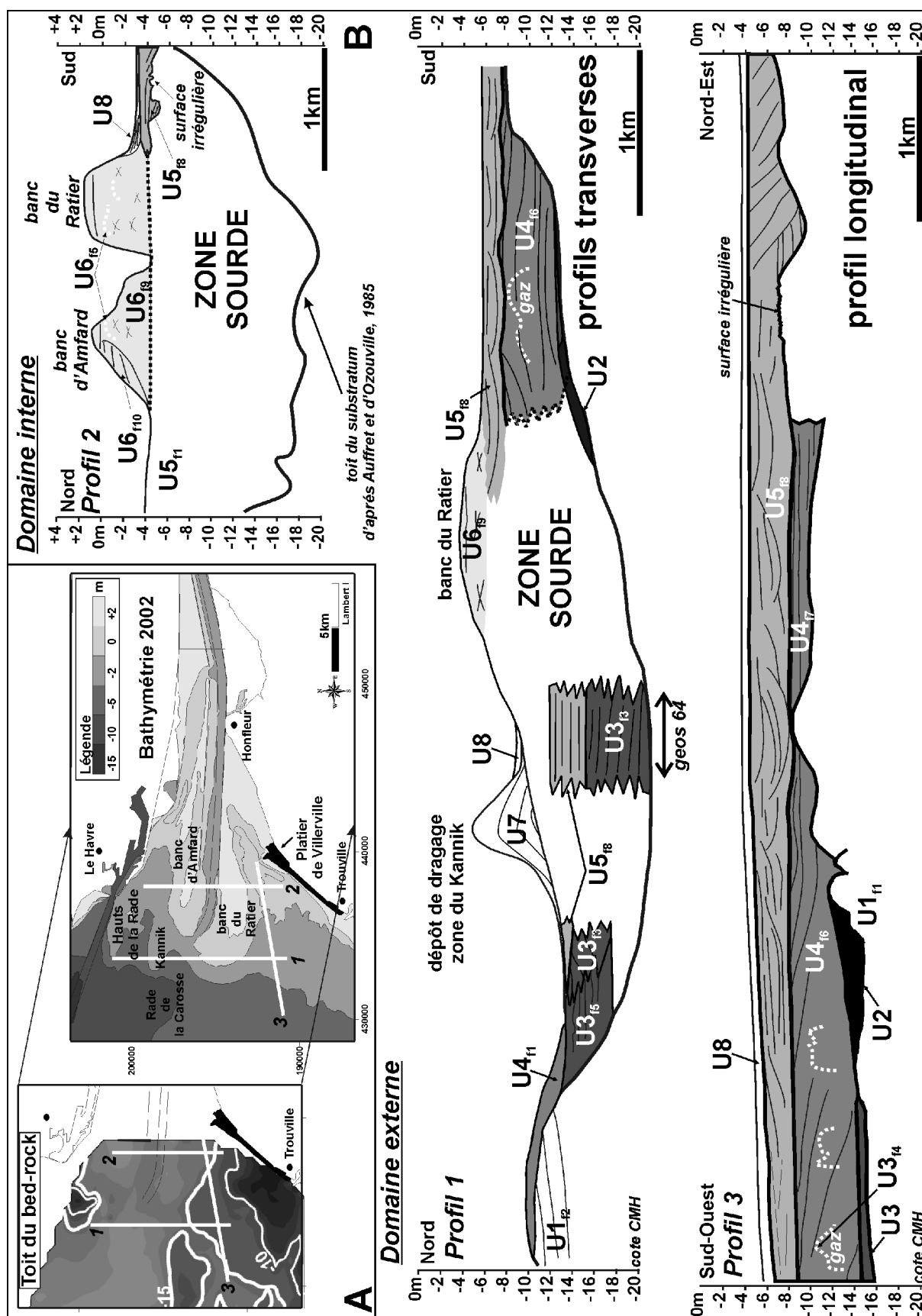
-U2 se trouve au contact de U1 de manière discontinue. Elle est souvent difficile à dissocier de U1.

-U3 est localisée en bordure (f5) et dans l'axe de l'incision (f3, Fig.III-21), entre -20 et -13m CMH. Elle comble la morphologie incisée de la paléovallée. Son toit situé vers -13~-15m CMH correspond à la limite inférieure du replat topographique formé par le bed-rock au sud (Fig.III-21A). Sur ce plateau adjacent aux côtes du Calvados, la présence de U3 n'est pas vérifiée, mais suggérée par la présence de gaz (f4).

-U4 est cantonnée au sud de l'incision, sur le plateau entre -15 et -8m CMH (Fig.III-21). La géométrie des réflecteurs suggère un mode de progression vers le NE. Au large de Villerville, U4_{f6} passe latéralement vers l'est à U4_{f7}, au voisinage de -10m CMH. Cependant, sur les profils les plus internes (planches 10 et 11), ce faciès n'est plus visible. Au nord, U4_{f1} forme un dépôt peu épais en contact érosif sur U3 vers -10m CMH.

-U5 est visible partout dans l'embouchure, s'épaississant du sud (i.e. plateau) vers l'axe de l'incision.

-U6 représente les barres d'embouchure, zone acoustique sourde (Fig.III-21, planche 7). Au sommet du prisme, elles forment un relief positif à l'aplomb de l'incision.



3. Les surfaces de discontinuité

La succession sédimentaire formée par les huit unités sismiques est recoupée par quatre surfaces de discontinuité majeures (Fig.III-22). Ces surfaces sont matérialisées par (1) la troncature des réflecteurs sous-jacents (toplap) et (2) la discordance des réflecteurs qui la surmontent (onlap et downlap). Ce sont de la base vers le sommet :

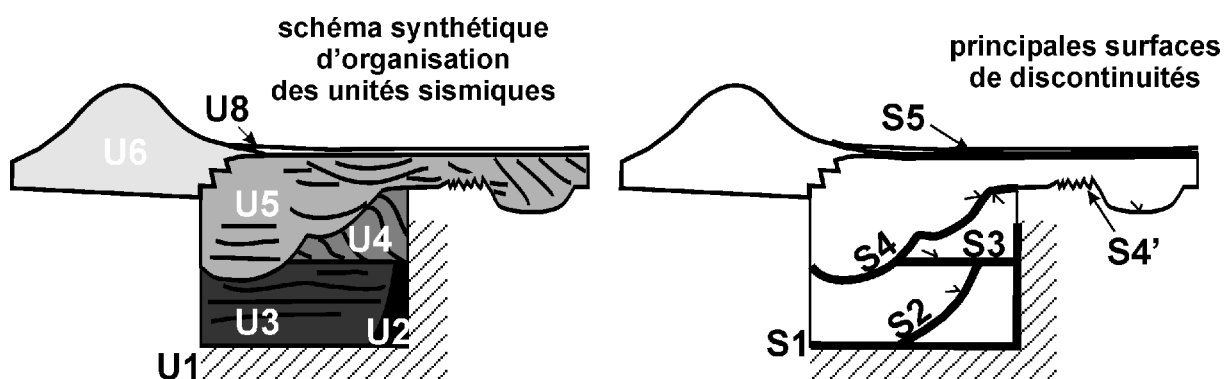


Figure III-22 : Schéma synthétique montrant les différentes surfaces de discontinuité recoupant la succession sédimentaire formée par les huit unités sismiques décrites.

- **S1** : Cette surface irrégulière dessine la topographie du toit du bed-rock (Fig.III-21A). Elle délimite au nord la paléovallée et au sud d'une zone de replat adjacent à la côte du Calvados. Cette surface est surmontée par U2 qui en gomme les irrégularités, par U3 sur les bordures de la paléovallée et par U4 au sud, sur le plateau.
- **S2** : C'est une surface de discordance, sur laquelle les réflecteurs de U3 se terminent en onlap.
- **S3** : Cette surface érosive forme la base de U4. Elle dessine une topographie irrégulière au niveau de la bordure nord de l'embouchure (e.g. geos50, planche 5). Au sud sur le plateau, cette surface disparaît vers le domaine interne (i.e. vers l'est) avec U4_{f7}, où elle se termine en continuité.
- **S4** : C'est une surface d'érosion chenalisée, dont le relief est peu prononcé au sud, marqué par un système de chenaux très étalé (i.e. sur le plateau, Fig.III-21B U5_{f8}). Vers le domaine interne S4 passe latéralement à S4', une surface localement très irrégulière jalonnée de chenaux étroits parallèles à la côte (planche 10).
 Au niveau de l'axe de la paléovallée (i.e. zone acoustique sourde, Fig.III-21B profil 2), S4 n'est pas visible, mais se marque dans la bathymétrie comme un chenal profond unique (vers -15m CMH) à l'ouest des barres.
- **S5** : Cette surface correspond à la base de U8. Elle est relative à la dynamique actuelle de l'embouchure.

4. Synthèse de l'analyse des profils sismiques

-A la base, l'unité U1 constitue le substratum (marnes et calcaires jurassiques) incisé par la paléovallée würmienne de la Seine (Fig.III-23, Auffret et d'Ozouville, 1986). Profonde d'une trentaine de mètres dans l'axe de l'estuaire actuel, l'incision passe latéralement à un plateau vers le sud de la Baie, situé de -15 à +1m CMH. U2 recouvre cette unité en effaçant les irrégularités du toit du substratum.

-Trois unités constituent ensuite la séquence de remplissage

(1) Localisée sur les flancs et dans l'axe de l'incision, l'unité U3 se caractérise localement par la présence de gaz, créant des écrans acoustiques (tourbes ?), en particulier au large des côtes du Calvados. U3 constitue une part importante du prisme sédimentaire préservé aujourd'hui dans l'incision (Fig.III-23). La géométrie et l'orientation des réflecteurs contenus dans U3 suggèrent un mode de comblement de type aggradant. L'unité U3 constitue les **25% du volume** du prisme, soit environ 170Mm^3 . Cette estimation est faite pour la zone d'étude couverte par la prospection sismique (Loc. Fig.III-18B). Pour ce faire, nous avons calculé le volume entre le toit de l'incision et la profondeur -15m CMH.

(2) En contact érosif sur U3, U4 s'exprime en particulier au sud. Ce corps progradant vers l'est et parallèle à côte ($U4_{f6}$) passe latéralement en domaine interne à un système aggradant ($U4_{f7}$). Cette architecture peut être interprétée comme un ensemble barrière – arrière-barrière, déposé vers -15m CMH sur le plateau en fond de baie. Le volume de l'unité U4 est estimé à 120Mm^3 , ce qui représente **15% du volume** du prisme (volume calculé entre -15 et -8m CMH au niveau du plateau, dans la partie sud de l'embouchure).

(3) U3/U4 sont recoupées par deux unités U5/U6, matérialisant le fonctionnement en barres et chenaux de l'embouchure. L'unité U5 représente la part la plus importante du prisme sédimentaire (Cf.Fig.III-23), avec plus de 300Mm^3 . Le volume de U5 est estimé à partir du différentiel entre la bathymétrie actuelle et le toit de U1 (i.e. intégralité du prisme), auquel on soustrait U3, U4 et U6. Cette dernière unité (U6) correspond aux barres d'embouchure et représente 160Mm^3 (20%). U5/U6 représentent donc **60% du volume total** du prisme. Cet ensemble est recouvert par une unité drapante décimétrique (U8), caractérisant la dynamique actuelle de l'embouchure. Les barres d'embouchure (U6) représentent un volume positif en opposition à la paléovallée, estimées à près de 1/10 du volume du prisme sédimentaire.

Une dernière unité U7, complètement anthropique (i.e. artificiel), représente également dans la continuité en mer de l'embouchure, un corps sédimentaire à part entière d'un volume conséquent (Fig.III-23).

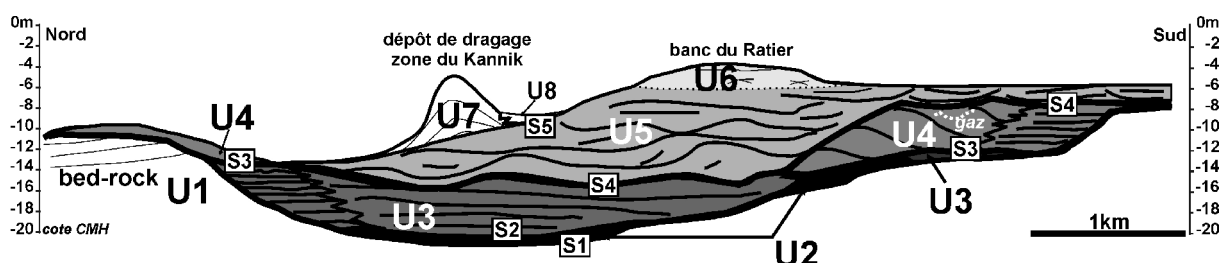


Figure III-23 : Proposition de synthèse de l'organisation des unités à travers le prisme sédimentaire de la Seine, reconnues en sismiques THR..

III. STRUCTURE LITHOLOGIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE

Les carottes vont permettre **(1)** de calibrer les faciès et unités sismiques décrits précédemment, **(2)** de décrypter l'architecture du prisme à travers les principaux ensembles morphologiques qui caractérisent le fonctionnement actuel de l'embouchure (exutoire marin du fleuve, bancs et chenaux), **(3)** déterminer l'âge des dépôts et le temps préservé.

Les résultats de l'analyse des carottes vont être présentés dans l'ordre chronologique des dépôts, depuis le Boréal (-9000 à -8000 ans BP) pour les plus anciens à l'Actuel. Chaque unité morphologique représente une échelle de temps différente.

A. L'exutoire de la Seine : -8500 à -6500 ans BP

La Rade de la Carosse située à l'exutoire de la Seine (loc. Fig.III-18) est la zone où se déposent actuellement les sédiments fins transportés par le fleuve (e.g. Avoine J. 1981a; Lesourd S. *et al.* 2001; Lesueur P. *et al.* 2003). Les fonds sont historiquement reconnus comme envasés à cet endroit (Fig.IV-16). La couverture de sédiments fins est en moyenne d'un mètre (vk52 planche 5, Fig.III-24 et vk61 planche 8), mais peut atteindre facilement le double en période de crue (Lesourd S. 2000).

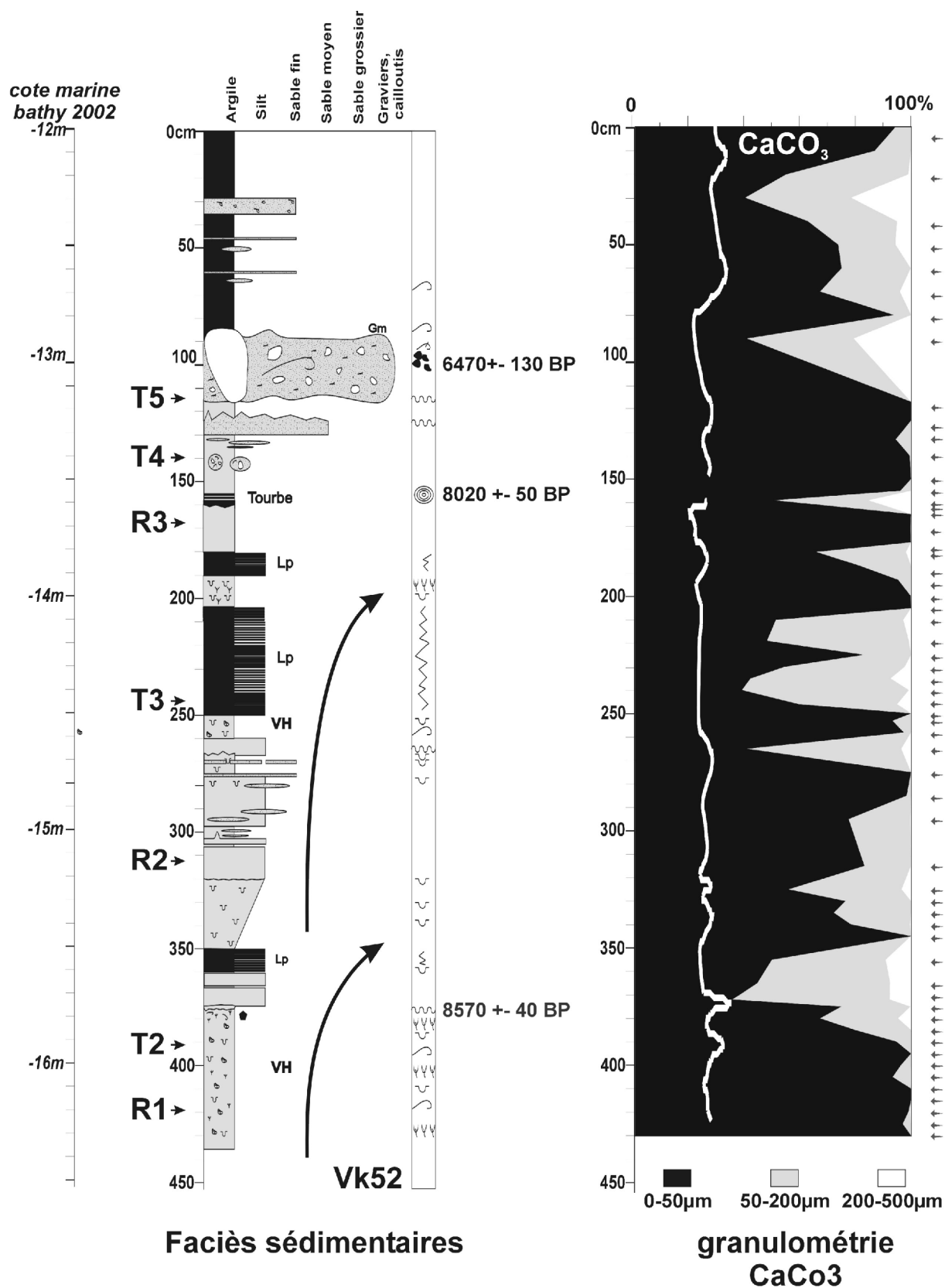
1. *Les faciès sédimentaires*

Les 2/3 inférieurs de la carotte vk52 présentent deux séquences granocroissantes (Fig.III-24, Loc Fig.III-18) A la base (430-350cm), un dépôt pluri-centimétrique de vases à hydrobies passe à des silts (370cm), puis à une série de litages sablo-vaseux (360-350cm). Le même type de séquence peut être décrite entre 350 et 200cm. Les hydrobies (435-380cm) vivent dans des environnements vaseux estuariens, à la limite entre la vasière et le schorre (Barret J. & Yonge C.M. 1965). Les niveaux sus-jacents lités sable/vase indiquent une augmentation générale de l'énergie du milieu. Ces séquences granocroissantes peuvent être interprétées comme une tendance générale transgressive, marquée d'oscillations. Sus-jacent, un niveau tourbeux (160cm) est daté à -8020 ±50 ans BP.

Les datations radiocarbone révèlent donc que cette partie de la carotte (420-130cm) est constituée de sédiments d'âge Boréal, entre à -8570 et -8020 ans BP (Cf. échelle stratigraphique Fig.III-25).

L'ensemble est raviné par un niveau grossier (épaisseur 30cm) daté à -6470 ±130 ans BP, constituée d'éléments grossiers (galets, graviers, coquilles brisées et sables moyens). Le dernier mètre de la carotte est essentiellement vaseux, en accord avec les conditions de dépôt actuelles.

La courbe de la teneur en carbonates varie peu le long de la carotte, entre 20 et 30%, hormis pour le niveau de tourbe où elle est nulle.



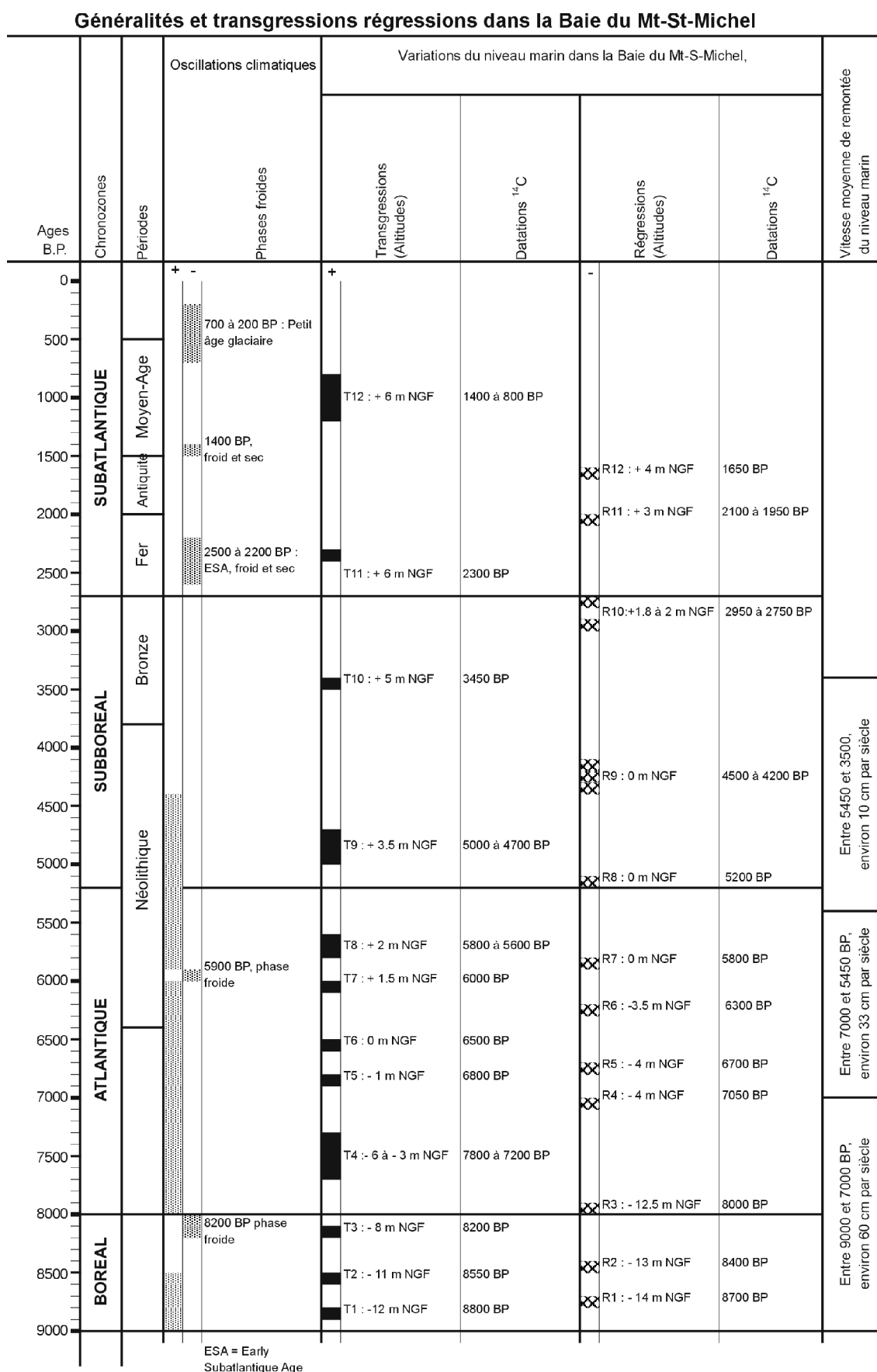


Figure III-25 Généralités et transgressions-régressions dans la Baie du Mont-Saint-Michel (par M. Clet d'après Morzadec M.T. 2002 in Bonnot-Courtois *et al.* 2002).

2. Analyse pollinique de la carotte Vk52

L'analyse pollinique de cette carotte réalisée par Martine Clet (Laboratoire M2C, Caen) complète l'examen des faciès. Sur l'ensemble de la carotte, cinq palynozones sont définies (Fig.26 et 27). Le noisetier (*Corylus*) et le chêne (*Quercus*) sont les espèces dominantes. La concentration pollinique est généralement faible et indique un environnement éloigné de la source d'émission des grains de pollen et spores, ou une granulométrie grossière.

a) Succession des environnements

Les vases à hydrobies à la base de la carotte (palynozone 1, 430 à 350 cm) sont caractérisées par des proportions importantes de grains de pollen d'arbres et d'arbustes (*Corylus*>50% et *Quercus* 10-20%). Le schorre avec une végétation de plantes halophiles (Chenopodiaceae) est alors peu développé, bordé par quelques fougères et quelques plantes de milieux humides (Cyperaceae).

La séquence granocroissante sus-jacente (palynozone 2A, 350 à 290cm) présente des pourcentages de grains de pollen d'herbacées (*Poaceae*) et de spores de fougères en augmentation, indiquant le développement d'un espace dunaire.

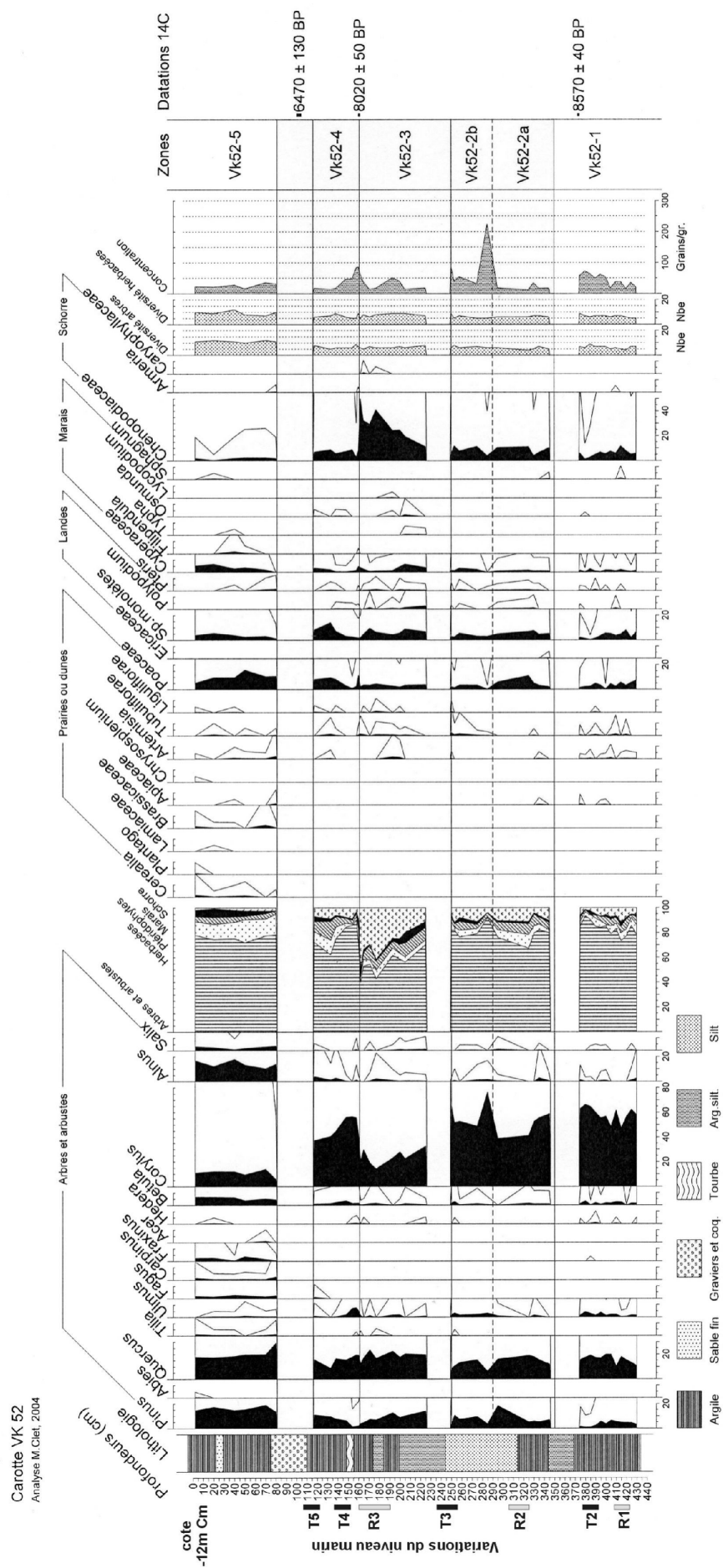
Ensuite (vk52-2b, entre 290 et 200cm), la concentration pollinique atteint son point maximum (> 22400 gr/g.). Les sédiments riches en grains de pollen se déposaient non loin de leur source d'émission. La ligne de rivage devait donc être proche. Le maximum de grains de pollen de Chenopodiaceae (220-160cm) correspond à une phase d'extension du schorre.

En ce qui concerne l'épisode tourbeux (160cm), le schorre a fortement régressé alors que les landes et prairies aux alentours sont un peu plus importantes. Le niveau grossier érosif est lui stérile.

Au sommet de la carotte (palynozone 5, 80-0cm), la végétation change totalement. *Quercus* et *Pinus* sont les deux espèces dominantes. *Corylus* a moins d'importance. Les landes et prairies sont plus développées. Le schorre a presque disparu et la végétation des zones humides d'eau douce devient plus abondante avec le développement des arbustes de la ripisylve : *Alnus* et *Salix*. Les céréales et leurs plantes accompagnatrices apparaissent, preuves de la mise en culture.

b) Chronozones et évolution du niveau marin

L'ensemble des datations radiocarbone correspond aux résultats de l'analyse pollinique. Entre ces datations, les autres niveaux ont été extrapolés à l'aide du logiciel Dep-Age (Programme de L.J.Maher). Les palynozones 1, 2a-2b, et 3 avec une forêt de noisetiers et de chênes correspondent à la deuxième partie du Boréal. La végétation de la zone 4 s'est développée au début de la période Atlantique. Le niveau de galets correspond vraisemblablement à une lacune dans la sédimentation puisque la végétation de la palynozone 5 est celle de la fin du Subatlantique, sans toutefois pouvoir préciser davantage.



page précédente

Figure III-26 Résultats de l'analyse palynologique de la carotte vk52 (Martine Clet, Laboratoire M2C Caen 2004): Variation de l'ensemble des grains de pollen et spores comptés (*Pinus* : pin, *Quercus* : Chêne, *Tilia* : Tilleul, *Corylus* : noisetier, *Alnus* : Aulne).

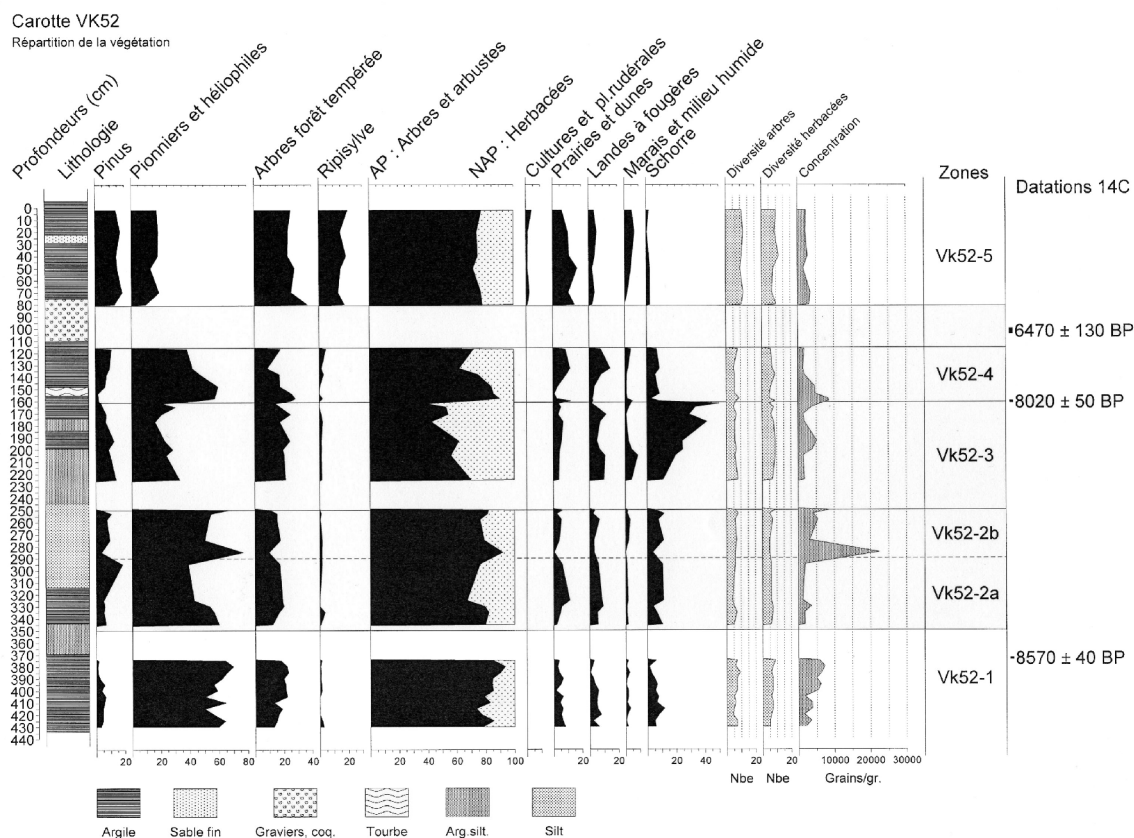


Figure III-27 Interprétation des données palynologiques de vk52 en termes d'évolution de la végétation répartie en différents types de paysages (Martine Clet, Laboratoire M2C Caen 2004).

Le maximum de *Chenopodiaceae* peut être interprété comme étant le niveau le plus haut atteint par la mer à un endroit donné, c'est-à-dire au début d'un épisode régressif. Il est possible alors de déterminer dans la carotte trois épisodes régressifs :

- R1 : 415cm vers 8700 BP,
- R2 : 325 et 295cm vers 8400-8300 BP,
- R3 : un épisode important entre 200 et 160cm daté au sommet de 8020 ± 50 BP.

Ce découpage correspond bien à la succession de faciès sédimentaires décrite sur la carotte. En Baie et estuaire de Seine, deux niveaux régressifs avaient déjà été mis en évidence : vers -8000 ans BP et vers -7200 ans BP (Lefebvre D. *et al.* 1974).

Ces oscillations négatives du niveau marin pourraient être les équivalents de ceux observés dans la Baie du Mt-St-Michel (Fig.III-25). Les épisodes transgressifs sont moins nettement marqués, cependant les niveaux 395-380cm (datés à -8570 BP ¹⁴C), vers 250cm et 155-130cm pourraient correspondre aux épisodes transgressifs, T2 (-8550 BP), T3 (-8200 BP) et T4 (-7800 à -7300 BP) de la Baie du Mt-St-Michel (Cf.Fig.III-25). En effet, pendant ces périodes, les schorres sont très peu développés et les concentrations de grains de pollen des pins sont plus élevées. En raison de leur morphologie, les grains de pollen de pins peuvent être entraînés par le vent loin de leur source d'émission et souvent les sédiments marins en sont très riches.

B. Les chenaux : -3000 BP à l'Actuel

L'analyse des carottes prélevées dans les chenaux (chenal de navigation et chenaux latéraux) permet de différencier trois unités lithologiques principales (Fig.III-28 et 29) : unités a, b et c. Cet ensemble est compris entre -3000 et l'Actuel.

1. L'unité a

La base de certaines carottes est caractérisée par un niveau compact de sables fins à glauconie verte : vk43-50 au nord et vk37-68 au sud (Fig.III-28 et 29). Ce faciès représente l'unité lithologique Ua. Elle se situe principalement dans l'axe des chenaux latéraux (Loc. Fig.III-18A). Le toit de Ua se trouve à une cote moyenne de -4 à -5m CMH.

La base de Ua est atteinte par une seule carotte (Fig.III-28, vk37). Elle correspond à un niveau de galets de silex noirs émoussés pluri-centimétriques. L'épaisseur de Ua est alors de 2m. Ce niveau grossier est daté à -3090 ans BP, ce qui paraît contradictoire avec la datation plus récente sous-jacente. En âge calibré (Tab.III-2), l'écart minimal entre les deux valeurs calibrés n'est que 200 ans. Cette contradiction peut être liée à un remaniement des sédiments.

Le sommet de Ua est marqué par une surface d'érosion majeure, marqué par un niveau pluri-centimétrique de coquilles brisées au sud (majoritairement des tellines). Ce niveau coquillier est daté entre -2880 et -2040 ans BP au niveau du chenal sud (Fig.III-29). Pour le chenal nord ce niveau correspond à une surface d'érosion datée à -605 ±30 BP (Fig.III-28, vk43). Ce contact est donc une surface diachrone, plus récente dans l'axe de l'embouchure que vers les côtes du Calvados.

2. L'unité b

L'unité B est constituée d'une succession de lits sablo-vaseux, avec une prédominance de lits sableux pluri-centimétriques. Les sables de cette unité sont également glauconieux, mais les grains sont noirs. Ces grains de glauconie oxydés indiquent que le sédiment est plus oxygéné. Les grains de glauconie verte ont été enfouis plus rapidement alors que les grains noirs indiquent un stock plus remanié, resté certainement plus longtemps à l'interface eau/sédiment. L'unité B se situe entre -5 et -2m CMH et son épaisseur varie entre 1 et 3m.

Le toit de l'unité B peut être confondu avec le fond du chenal dans la partie nord de l'embouchure. Au sud, c'est une surface d'érosion marquée par un niveau de coquilles brisées. Cette passée coquillière est datée entre -1520 et -930 ans BP (Fig.III-29, vk 39-30).

3. L'unité c

La dernière unité au sommet des carottes montre une variabilité importante. Au Nord en bordure du chenal, Uc est un épais lit de vase (Fig.III-28, vk43), indiquant un environnement de décantation. Le fond du chenal, plus énergétique, est localement recouvert de galets et cailloutis (Fig.III-28, vk66). Cette zone très dynamique se traduit morphologiquement par la présence de rides de courant (planche 6, geos36). Au Sud, le sommet des carottes est constitué d'un niveau de sables moyens propres coquilliers d'environ 20 à 50cm (Fig.III-29), relatif à un environnement plus dynamique. Cette dernière unité représente la dynamique actuelle des chenaux.

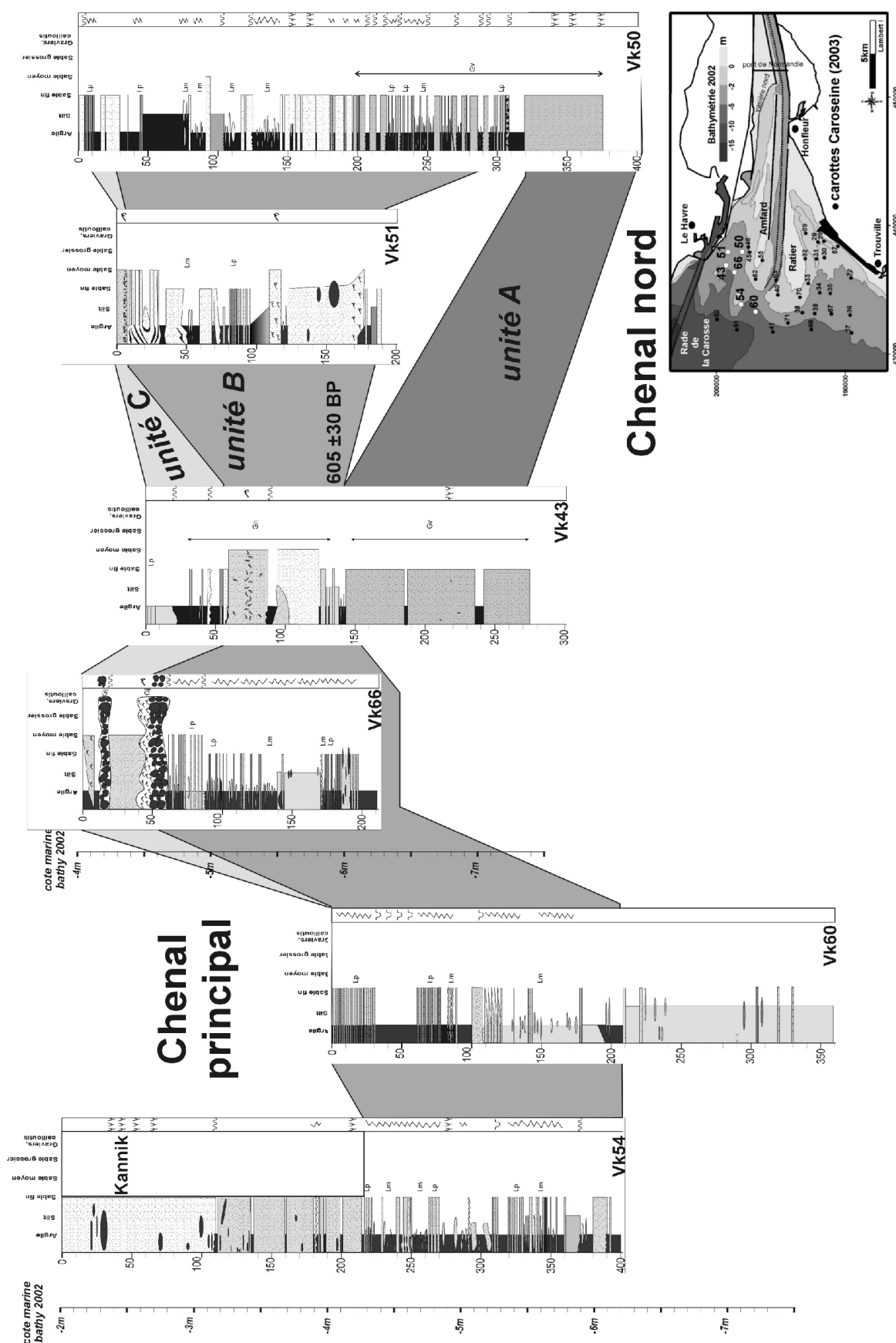


Figure III-28 Logs sédimentologiques de carottes représentatives des environnements de dépôt du chenal nord et du chenal de navigation de l'embouchure de la Seine (Loc. Fig.III-18A), prélevées au cours de la mission (Caroseine 2003, N/O Thalía). L'échelle des logs est en centimètres. En parallèle, une échelle des profondeurs (en mètres) est également reportée (bathymétrie 2002). La légende des symboles utilisés est reportée planche 1 du livret des planches.

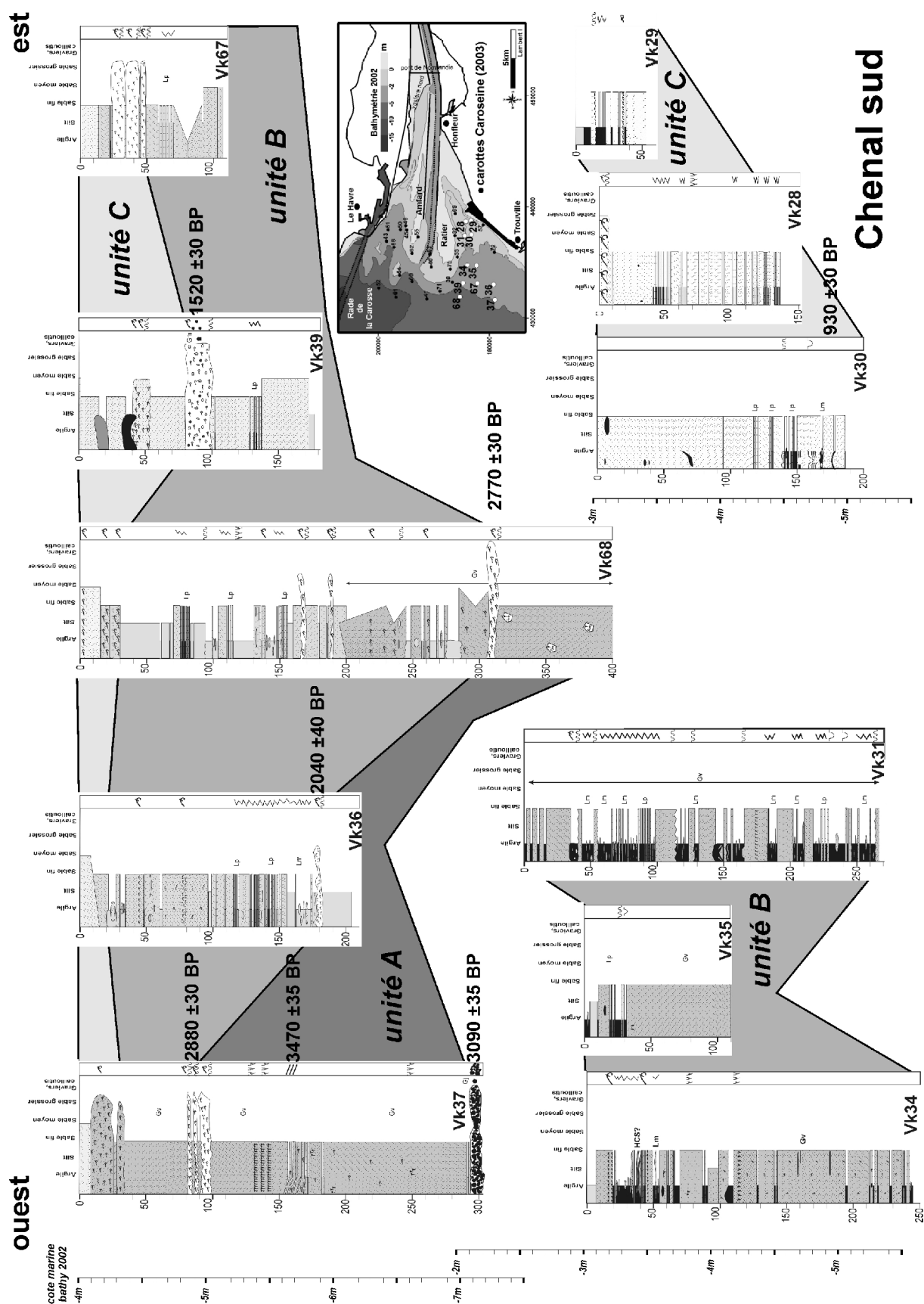


Figure III-29 Logs sédimentologiques de carottes représentatives des environnements de dépôt du chenal sud (Loc. Fig.III-18A), prélevées au cours de la mission (Caroseine 2003, N/O Thalia). L'échelle des logs est en centimètres. En parallèle, une échelle des profondeurs (en mètres) est également reportée (bathymétrie 2002). La légende des symboles utilisés est reportée planche 1 du livret des planches.

4. La zone de dépôt de dragage : Le Kannik

Il reste une dernière unité, en contact avec Ub, la zone de clapage en mer : le Kannik (Fig.III-28, vk 54). Les sédiments déposés au Kannik sont représentés à 70% par des sables (P.A.R. 2001). Le Kannik se situe à l'exutoire du fleuve, dans la continuité du banc d'Amfard (Loc. Fig.III-21). La carotte vk54 marque le passage entre les dépôts fins de la Rade (Cf. sommet vk52, Fig.III-24) et la progression du Kannik, sous la forme d'un dépôt massif de 2m de sables.

Nous avons reconnu et décrit une succession verticale constituée de trois ensembles lithologiques (Ua-b-c). Cette séquence est la même pour les trois chenaux estuariens, mais il existe une différence de répartition et d'âge du nord au sud.

- (1) La partie nord de l'embouchure est plus récente et nettement plus envasée.
- (2) Dans le chenal sud, la contribution des sables est plus importante et les dépôts de vases noires échantillonnées sont plus compacts. Les dépôts sont plus anciens, datant du Subboréal au Subatlantique. La séquence sédimentaire du chenal sud se termine par un dépôt sablo-coquillier.

Les enregistrements sédimentaires reflètent une dynamique différente. Le caractère vaseux au nord traduit une dynamique estuarienne (*i.e.* fluvio-marine), en relation avec les sédiments fins transportés par la Seine. Par ailleurs, cette partie plus récente de l'estuaire incarne le domaine actif de l'embouchure. A l'inverse, les sédiments « reliques » du chenal sud plus sableux sont relatifs à une dynamique plus marine.

C. L'enregistrement sédimentaire des bancs d'embouchure : post-1960

Les bancs qui se construisent à l'embouchure, représentent un volume sédimentaire très important et leur histoire s'inscrit dans la période la plus récente du prisme (Avoine J. 1981a; 1994; Delsinne N. 2001), soit les quarante dernières années. Les carottes prélevées dans les bancs intègrent donc une période de temps très courte.

Bien que se soient les mêmes entités morphologiques, les faciès sédimentaires rencontrés marquent une nette différence entre la barre nord et sud (Fig.III-30 et 31).

1. Le banc d'Amfard

Les carottes faites dans le banc d'Amfard (Fig.III-30) sont beaucoup plus longues, que pour le Ratier (Fig.III-31). La lithologie plus différenciée et surtout plus fine a certainement facilité la pénétration du vibrocarottier.

Deux faciès principaux sont distingués : La base est constituée d'une alternance de sables-vases, d'une épaisseur ici prélevée de 2m (Fig.30, vk48-62). Cette lithologie rappelle l'unité Ub décrite au niveau des chenaux (Fig.III-28 et 29). Ce faciès lité se situe en dessous de -3m CMH. Au-dessus repose un dépôt d'environ 2m de sables fins constituant le corps du banc *sensus stricto* (Fig.III-30, vk45-48), noté Ud. Le sommet de la carotte se trouvant sur le flanc du banc (Fig.III-30, vk48) est caractérisé par une séquence granodécroissante. Elle est surmontée d'une couche de sable moyen, relatif à la dynamique actuelle (Ue).

La succession des faciès sédimentaires met en évidence que ce corps s'est avancé à l'aplomb d'un ancien chenal, reconnu par le faciès lité décrit précédemment (Fig.III-28 et 29). Cependant, il reste notable que la construction de ce banc intègre également une part importante d'événements vaseux (Fig.III-30, Ud vk62-55).

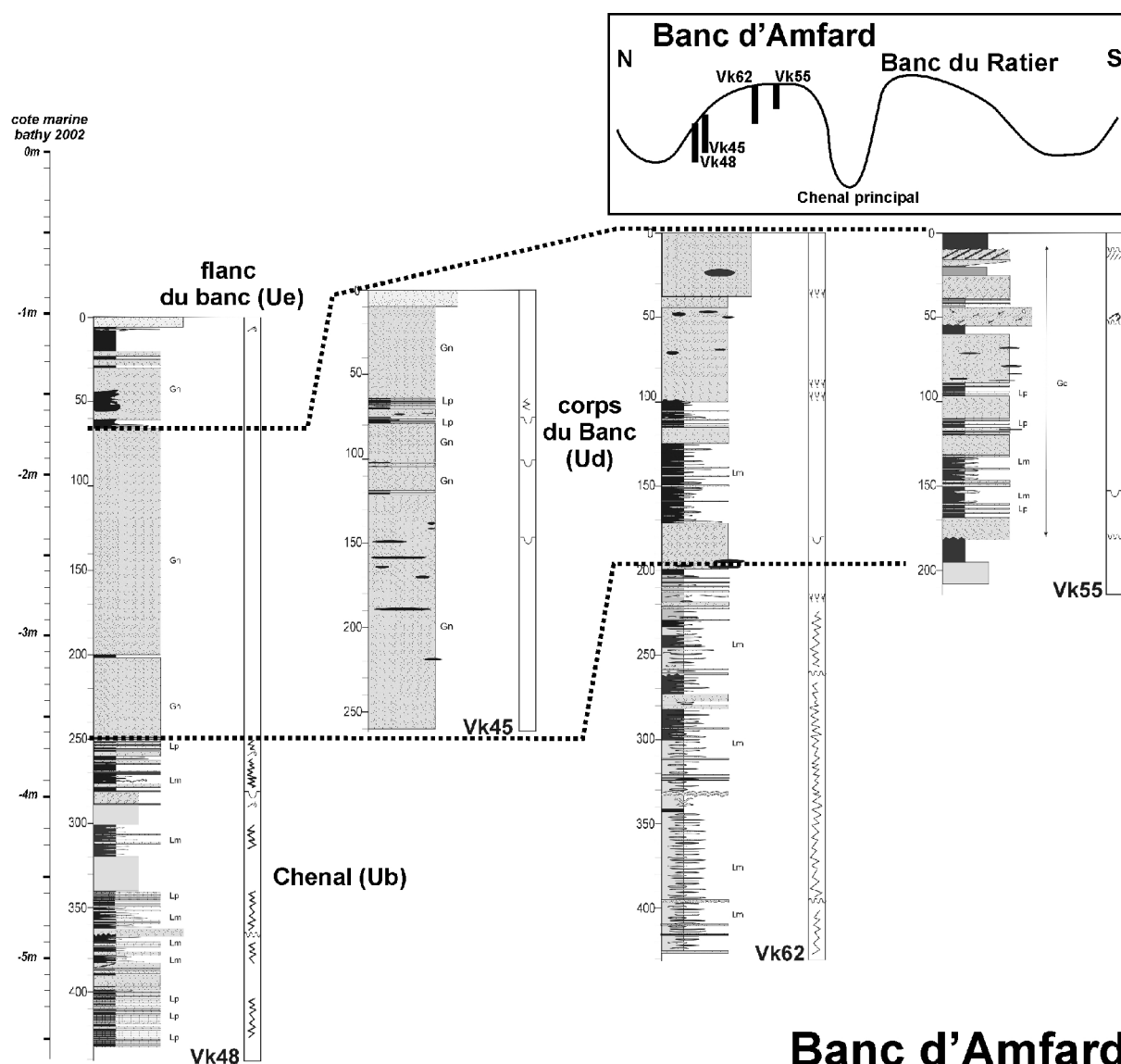


Figure III-30 Logs sédimentologiques de carottes représentatives des environnements de dépôt du banc d'Amfard (Loc. Fig.III-18A), prélevées au cours de la mission (Caroseine 2003, N/O Thalia). L'échelle des logs est en centimètres. En parallèle, une échelle des profondeurs (en mètres) est également reportée (bathymétrie 2002).

2. Le banc du Ratier

Le corps du banc du Ratier est essentiellement constitué de sables fins à glauconie, avec quelques passées coquillères (Fig.III-31, vk70-40), l'ensemble est noté Ud. Il est actuellement ceinturé d'une couche de vase litée pluri-décimétrique (Ue), relativement pérenne en dessous de -2m CM (Cf. Fig.IV-16, Lesourd S. 2000). Le sommet du banc est constitué de sables moyens coquilliers (Uf), traduisant le ravinement par la houle.

Banc du Ratier

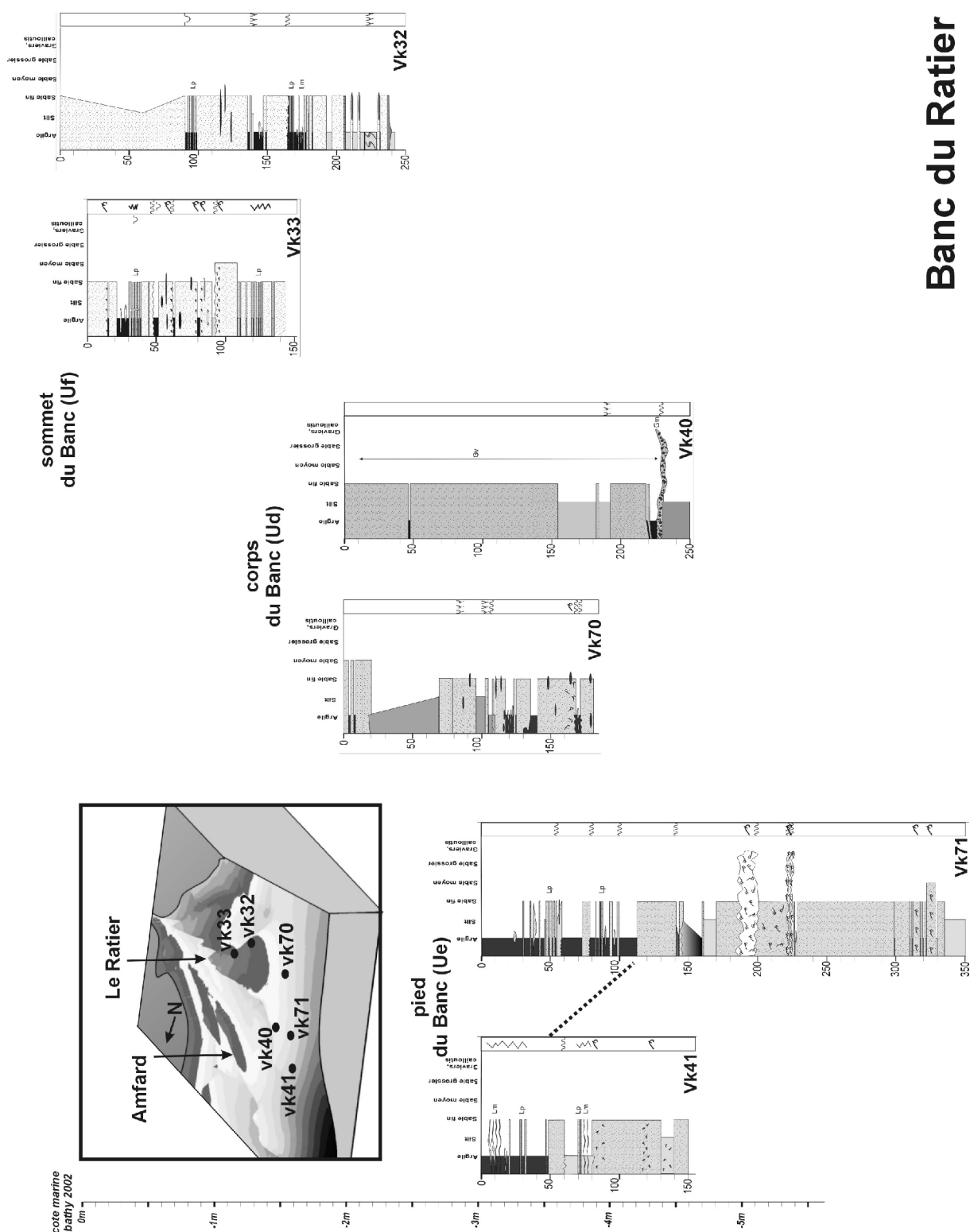


Figure III-31 Logs sédimentologiques de carottes représentatives des environnements de dépôts du banc du Ratier (Loc. Fig.III-18A), prélevées au cours de la mission (Caroseine 2003, N/O Thalia). L'échelle des logs est en centimètres. En parallèle, une échelle des profondeurs (en mètres) est également reportée (bathymétrie 2002). La position des carottes est reportée sur le bloc 3D de l'embouchure (bathymétrie 2002). La légende des symboles utilisés est reportée planche 1 du livret des planches.

Le banc du Ratier progresse rapidement depuis une quarantaine d'années, environ 40m/an à -2m CMH (Delsinne N. 2001). Cette progression peut être retranscrite en terme d'évolution sédimentaire (Fig.III-32). Le banc avance, recouvrant le chenal adjacent, reconnu par le faciès lité décrit précédemment (Ub, Fig.III-28 et 29). L'arrivée du banc se traduit en terme de séquence sédimentaire par une surface d'érosion à la base, surmontée d'un dépôt sableux granocroissant (Fig.III-32A, vk10). Le sommet de la carotte est un dépôt de 40cm des vases litées, que l'on retrouve actuellement au pied du banc (Fig.III-30). En 2003, c'est à dire deux ans après le prélèvement de la carotte vk10, le même point a été rééchantillonné (vk38). Entre temps le banc a continué d'avancer. La carotte est plus courte, car le vibrocarottier a eu plus de mal à pénétrer. Le niveau coquillier vers le sommet des deux carottes permet de les recalcr. Les dépôts vaseux du sommet de vk10 n'existent plus dans vk38. Vraisemblablement érodés, ils ont été remplacés par un dépôt d'épaisseur équivalente de sables fins à moyens. Les dépôts vaseux retrouvés au pied du banc se sont déportés vers l'ouest, suivant la progression du banc. Ces deux carottes permettent donc de reconnaître la succession sédimentaire en un point de la croissance du banc et de rendre compte de la part préservée.

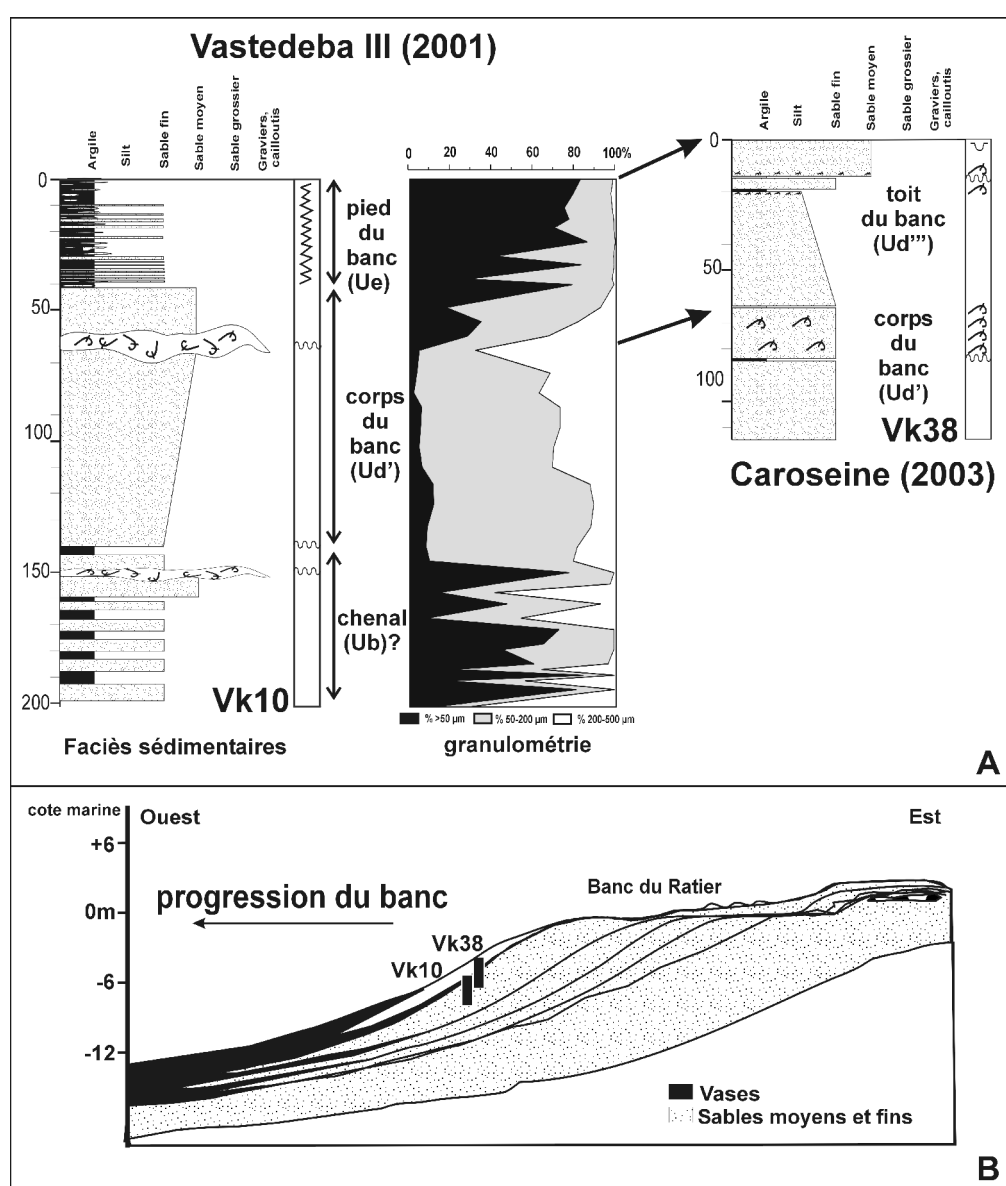


Figure III-32 Enregistrement sédimentaire de la progression en mer du banc du Ratier. **A/** Logs sédimentaires de deux carottes prélevées au pied du banc en 2001 et 2003. **B/** Schéma conceptuel de l'enregistrement sédimentaire préservé de la progression du banc. (Loc. carottes Fig.III-18A). Le banc semble s'avancer à l'aplomb d'un ancien chenal, reconnu par le faciès lité décrit précédemment

Les deux bancs, part active de l'embouchure, ont une morphologie aujourd'hui identique. Cependant, l'enregistrement sédimentaire de leur construction est différent. Ceci se traduit par une lithologie plus contrastée pour le banc d'Amfard (i.e. intègre une part plus importante de sédiments fins). Les sédiments qui construisent le corps des bancs sont cependant principalement des sables fins à moyens, ceinturés d'une couche de vase à des profondeurs plus grandes que -2m CMH environ.

D. Séquence sédimentaire synthétique

L'analyse des carottes met en évidence quatre entités sédimentaires, relatives à une période de l'Holocène (Fig.III-33) :

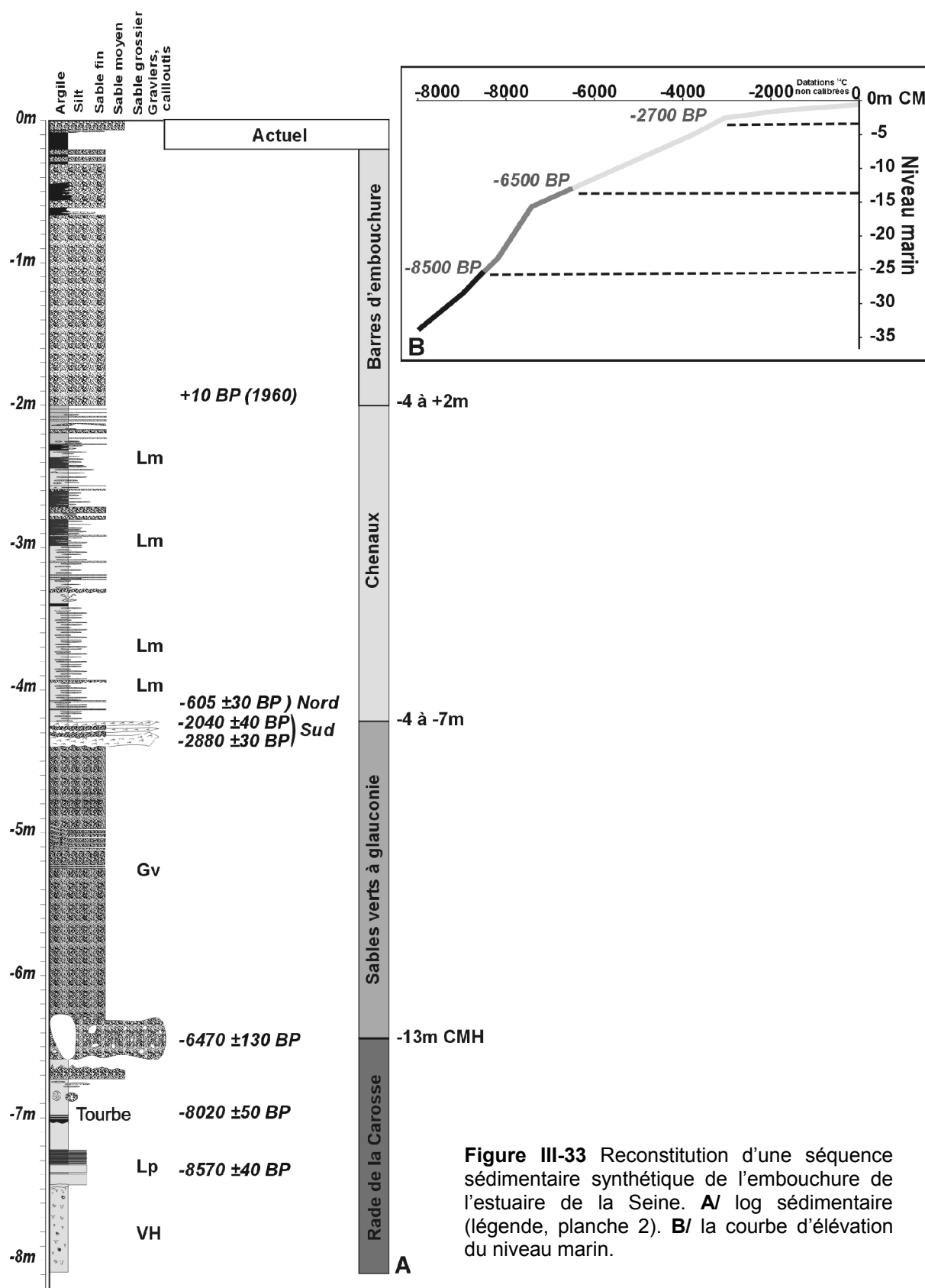
(1) A la base, situés vers -13m CMH, les dépôts sont constitués de vases à hydrobies, de fins litages sablo-vaseux et d'une passée tourbeuse. Ces sédiments se sont mis en place au début de l'Holocène (Boréal) dans un environnement de marais saumâtre à salé relativement protégé. Ces dépôts correspondent aux premières influences marines du début de la transgression Holocène (> -8000 ans BP).

(2) En contact érosif, un dépôt d'une épaisseur d'au moins 2m est daté de -6500 à -2700 ans BP, soit la deuxième phase, moins rapide, de la transgression (Fig.III-33B). Ces sables marins riches en glauconie sont associés à l'invasion marine du système au cours de l'Atlantique moyen et du Subboréal.

(3) Reposant sur les sables glauconieux, une alternance de lits sablo-vaseux correspond à la dynamique chenalisante de l'estuaire. Les chenaux évoquent une dynamique tidale bien établie, avec une différence entre un système ancien dans la partie sud (-2700 ans BP) et un système plus récent au nord (-605 ans BP). Cette unité chenalisante passe latéralement, ou est localement recouverte par une épaisse couverture sableuse constituant les barres. Cette entité morphosédimentaire représente l'évolution historique du système.

(4) Au sommet de la séquence, un dépôt de 0.5 à 1m correspond à la dynamique actuelle du système. Lithologiquement très variable, elle est constituée de vase au débouché du fleuve et de sables moyens coquilliers dans l'axe des chenaux latéraux.

L'analyse des carottes nous permet donc dans un premier temps de reconstruire la séquence sédimentaire Holocène de l'embouchure. Cette reconstruction vient préciser la partie supérieure, c'est à dire la part estuarienne de la séquence (-10 à +2m CMH), du log de Guyader (1977) pour les abords du Havre (Fig.III-13). Maintenant, nous allons corréler les carottes sédimentaires avec les unités sismiques reconnues. Le but est de proposer un schéma synthétique de l'architecture du prisme sédimentaire, ainsi qu'une chronologie de la mise en place des différents environnements.



IV. CORRELATION FACIES SISMIQUES – FACIES SEDIMENTAIRES

A. Calibration des unités sismiques

La mission Caroseine avait pour but d'appréhender l'architecture lithologique du prisme sédimentaire de l'embouchure, mais également de pouvoir calibrer les unités différentes unités géométriques reconnues en sismique (Fig.III-34). Ce travail est toutefois rapidement limité par la taille des carottes (6m maximum), l'épaisseur du prisme dans l'axe de l'incision étant d'une vingtaine de mètres (Fig.III-4). Cependant, il existe quelques forages pouvant y remédier (données, P.A.H. 1973).

- Les unités **U1** et **U2** représentent respectivement le bed-rock marno-calcaire et ce qu'on appelle les « cailloutis de fond ». Ces deux unités ne sont reconnues qu'en forages (f1053 et 1076, planche 3). Elles forment la morphologie de la paléovallée.
- **U3** est l'unité sédimentaire la plus ancienne carottée (Boréal). Elle constitue le remplissage de la paléovallée, en deçà de -15m CMH (Fig.III-33 et 34). En bordure de l'incision, la carotte vk52 est la seule qui traverse les sédiments qui la composent (U3_{f5}, planche 5 geos47). La tourbe et les faciès fins types slikke-schorre pourraient expliquer le gaz caractérisant l'unité sismique. Le faciès U3_{f5} passe latéralement à des sables fins verts à glauconie, reconnus en forage (planche 4, f1057) dans l'axe de la paléovallée. La base de l'unité (S2) est datée vers -8500 ans BP et le toit (S3) vers -6500 ans BP, ce qui correspond au premier ralentissement de la remontée du niveau marin (Fig.III-5), mais également à l'inondation maximum du système (Fig.III-7).
- L'unité **U4** est reconnue en carottage au nord et au sud de l'embouchure. Au nord, U4_{f1} correspond à un niveau de galets/graviers/sables moyens coquilliers daté à -6500 ans BP (planche 4 et 5, f1076 vk52). Ce niveau grossier peu épais correspond à la semelle de galets cartographiée depuis 1834 (Chap. IV, Fig.IV-16), sur laquelle progresse le prisme sédimentaire vers le large. Au sud, U4_{f6} est bien plus développé. Ce faciès correspond à des sables fins verts (Fig.III-34). Vers l'est, l'unité change de faciès acoustique (Fig.III-23). Ce niveau n'a pas été échantillonné, mais les réflexions de plus haute fréquence laissent à penser qu'il s'agit d'un faciès plus fin. Les réflecteurs plans continus indiquent un environnement de dépôt de plus basse énergie. Le toit de l'unité 4 (S4) est daté à environ -2700 ans BP.

Pour S4' située vers la côte (Fig.III-22, surface chaotique planche 11), il est difficile de dire en l'absence de carottage, ce qui se trouve en dessous. Cette surface atypique très irrégulière pourrait correspondre aux sédiments fins de U4_{f7}, à un niveau grossier ou au bed-rock. Vers Villerville, le bed-rock affleure formant un platier (Fig.III-21). Cette proximité du bed-rock en fait un meilleur candidat. S4' doit correspondre au toit du bed-rock, certainement altéré pour aboutir à une surface aussi chaotique.

- L'unité **U5** correspond aux faciès sablo-vaseux reconnus pour les chenaux (Fig.III-28 et 29). U5 se développe au Sud sous la forme d'un système de chenaux anciens plats étalés plus sableux (Fig.III-29), dont la base est datée aux environs de -2700 ans BP.

Au Nord, le chenal principal étroit et profond est plus ancien et les faciès sont à l'inverse plus vaseux (Fig.III-28). Dans l'axe du système S3 et S4 sont en effet confondues (Fig.III-23), S3 datée vers -6500 ans BP (vk52, Fig.III-24).

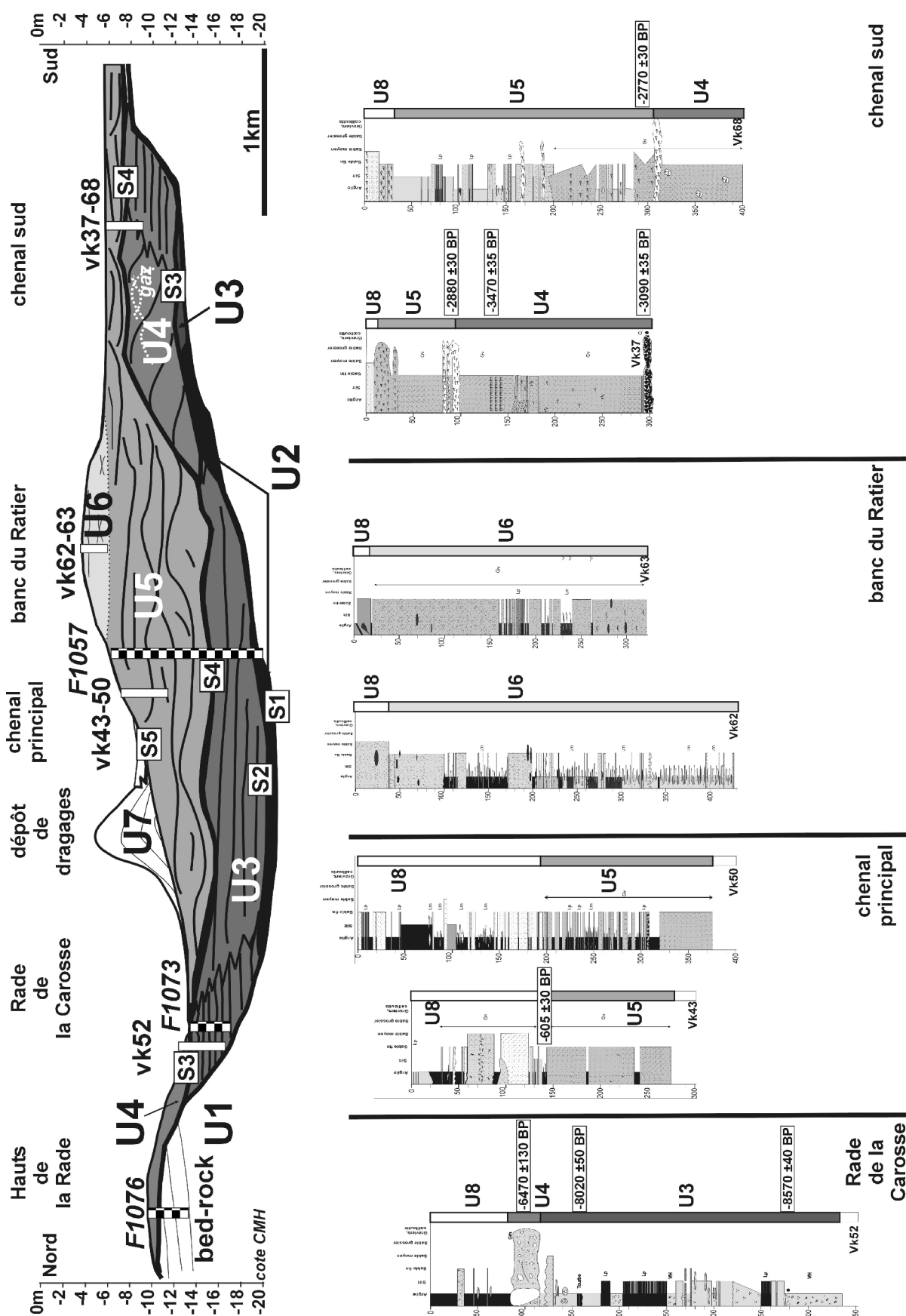


Figure III-34 Calibration des unités sismiques reconnues à travers le prisme en terme de faciès sédimentaire. Sur le profil N-S à travers les barres d'embouchures (Loc.Fig.III-22) sont reportés la position des carottes présentées. Les logs sédimentaires des forages se trouvent dans le livret des planches (planches 4).

- L'unité **U6** correspond aux barres d'embouchure (Fig.III-30 et 31). Les barres sont acoustiquement sourdes. En terme de lithologie, le corps des barres est principalement constitué de sables fins coquilliers massifs, à part le flanc nord du banc d'Amfard. Ceci vient confirmer notre hypothèse d'une lithologie plus contrastée, se traduisant en terme sédimentaire par la présence de lits sablo-vaseux et en terme acoustique par quelques réflexions. La surface au toit des barres correspond à des sables très compacts ce qui peut expliquer la zone sourde. Cette partie des bancs, essentiellement intertidale, correspond à la zone de battement par la houle et de déferlement des vagues à basses mers (Fig.III-35). Le sable extrêmement tassé et compact joue probablement le rôle d'écran acoustique.

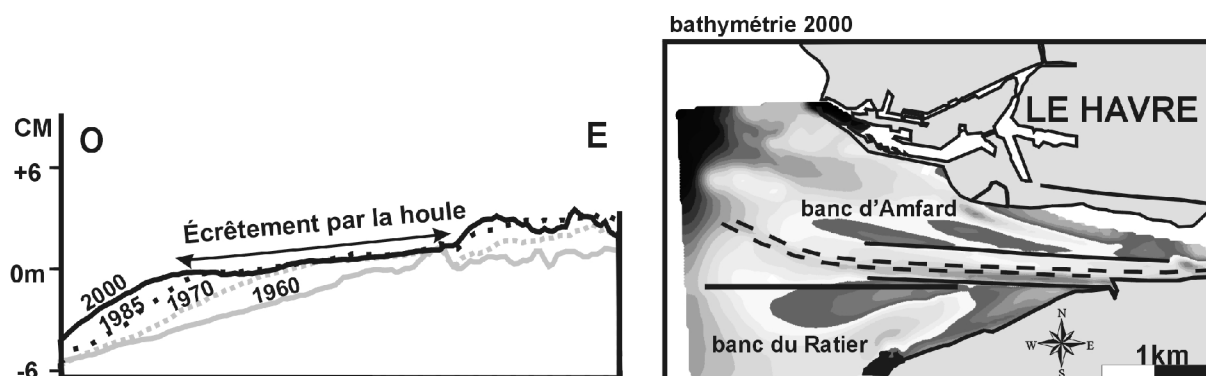


Figure III-35 Profils longitudinal à travers le banc du Ratier.

- L'unité **U7** correspond au dépôt de dragage du Kannik. Cette accumulation artificielle présente une succession de réflecteurs continus de plus ou moins forte fréquence et amplitude (planche 5). Le port de Rouen indique que 70% des sédiments clapés sont des sables, mais il semble qu'une part de sédiments plus fins soit préservés au sein de cette unité.
- L'unité drapante **U8** correspond à la dynamique actuelle de l'embouchure. Elle est constituée par des dépôts vaseux au débouché de l'embouchure (vk52, Rade de la Carosse), aux pieds des barres (Fig.III-30 et 31) et dans l'axe du chenal nord (Fig.III-34). Au sud, c'est un niveau d'environ 50cm de sables moyens coquilliers propres.

B. Schéma de synthèse de l'architecture du prisme

L'analyse des données de sismiques THR et de carottages, nous ont permis de reconnaître et localiser les unités formant le corps du prisme sédimentaire à l'embouchure de la Seine. La figure III-36 est la synthèse de ces informations et de notre interprétation en termes de succession d'environnements, dans cette zone au cours de l'Holocène

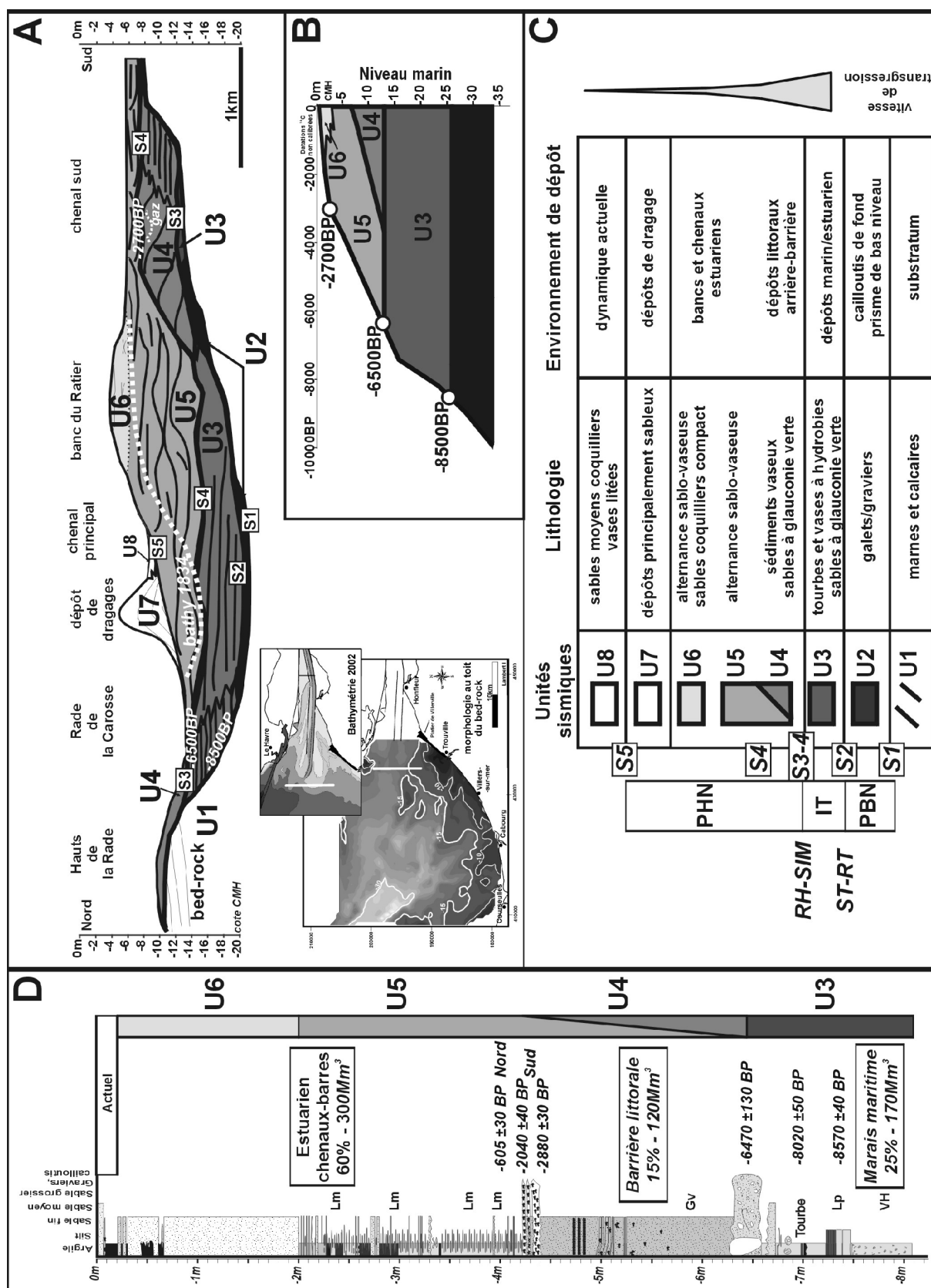


Figure III-36 Schéma de synthèse de la construction du prisme sédimentaire holocène de l'embouchure de la Seine. **A/** Reconstitution de l'architecture interne du système. **B/** Corrélation entre la courbe d'évolution du niveau marin depuis 10000 ans et la mise en place des unités sismiques reconnues. **C/** Synthèse en termes de stratigraphie séquentielle et d'environnements de dépôt. ST : surface de transgression, RT : ravinement tidal, RH : ravinement par la houle, SIM : surface d'inondation maximale, PBN : prisme de bas niveau, IT : intervalle transgressif et PHN : prisme de haut niveau. **D/** Log sédimentaire synthétique de la séquence holocène reconnue à l'embouchure.

(1) Bed-rock et prisme de bas niveau

U1 représente le bed-rock marno-calcaire dont la morphologie incisée forme la paléovallée Würmienne de la Seine. Stratigraphiquement, le toit de U1 correspond à la base de la séquence (SB). Au toit du bed-rock, U2 la recouvre, en effaçant les irrégularités. U2 constitue les cailloutis de fonds, mis en place lorsque niveau de base était plus bas. D'après l'analyse des forages par Guyader (1977), le caractère fluviatile de ces dépôts nous permet de les interpréter comme étant le prisme de bas niveau.

(2) -8500 à -6500 ans BP : l'intervalle transgressif

La surface à la base de U3 (S2) représente la surface de transgression (ST). Formant le remplissage de la paléovallée, l'unité U3 se marque en bordure de l'incision par des faciès type slikke-schorre tourbeux. Ces dépôts passent latéralement dans l'axe de la paléovallée à des sables marins fins verts à glauconie. Cette partie de l'embouchure correspondant à la zone sourde n'a été reconnue que sporadiquement aux pieds des barres (geos64, planche 8) et en forages (planche 4). Située entre en deçà de -15m CMH et datée entre -8500 et -6500 ans BP, ce remplissage aggradant constitue l'intervalle transgressif (IT). La surface à la base de U3 (S2) représente la surface de transgression (ST).

(3) -6500 à l'actuel : le prisme de haut niveau

1^{ère} étape -6500 à -3000 ans BP

Depuis -7500 ans BP, la transgression ralentit (6.8 à 2.2mm/an). Deux zones s'individualisent : l'axe de l'embouchure et le plateau au sud (Fig.III-6). Vers -6500 ans BP, l'ensemble de la Baie est ennoyée (Fig.III-5 à 7). Le système estuarien se déploie. La base de U4 (S3) et de U5 dans l'axe de l'embouchure (S4) correspondent alors à la surface d'inondation maximum du système (SIM).

Le ralentissement de la vitesse de transgression permet la mise en place d'un système de barrière (U4), préservé au sud sur le plateau entre -15 et -8m CMH. La barrière passe latéralement vers le nord à la dynamique estuarienne, matérialisée par U5.

La couverture grossière de galets (U4_{fr}) est relative au démantèlement d'anciens poulriers mis en place à cette époque, et reconnus en forages au Havre (Lefebvre D. *et al.* 1974).

2^{ème} étape -3000 ans BP à l'actuel

La transgression est très faible (1.6mm/an). La dynamique tidale devient prédominante et se traduit par un étalement sur tout le système en chenaux et barres. Cet ensemble représente la part la plus importante du prisme sédimentaire (60% du volume). Dans l'axe de l'incision, le chenal est resté très dynamique. Dans le sud, moins dynamique, les chenaux sont très étalés et le domaine se comble plus rapidement.

Les barres constituent quant à elles un volume important, construction progressant rapidement vers le large à l'échelle humaine. Un profil bathymétrique de 1834 permet de montrer qu'une part importante du prisme s'est mise en place depuis moins de 200 ans (Fig.III-36).

L'organisation architecturale du prisme d'embouchure de la Seine pendant la transgression holocène est contrôlée en partie par la position initiale de l'incision majeure de la Seine. C'est à l'aplomb de celle-ci que le système actif d'embouchure s'est pérennisé tandis qu'au niveau des secteurs adjacents, notamment au sud, le système s'est comblé rapidement. La partie sommitale en barres et chenaux représente la part la plus importante de cet édifice.

Extrêmement mobiles, les barres actuelles correspondent à la phase ultime du comblement estuarien dont nous allons maintenant examiner l'évolution au cours des derniers siècles au travers d'un set exceptionnel de levés bathymétriques.

Chapitre IV : Évolution morphosédimentaire séculaire à décennale de l'embouchure de la Seine

Depuis plus d'un siècle de nombreux auteurs se sont penchés sur l'évolution séculaire de l'estuaire de la Seine. L'intérêt de la morphologie réside dans le fait que son évolution matérialise l'action des facteurs forçants. Associée à l'analyse descriptive, la quantification permet d'aborder l'intensité des remaniements sédimentaires. Une des spécificités du travail qui suit réside dans le nombre de cartes bathymétriques et sédimentologiques disponibles depuis 170 ans. Ces données issues des archives du SHOM et du Port de Rouen, pour la plupart inédites, vont permettre de décrypter cette évolution à moyen-terme (centennale à décennale), phase finale du colmatage estuarien.

I. Les documents cartographiques.....	97
A. Les documents antérieurs à 1834.....	97
B. Les cartes levées par le Service HydrOgraphique de la Marine à partir de 1834	98
C. Cartes de l'estuaire de la Seine levées par le Port de Rouen.....	100
1. Les données analogiques	100
2. Les données numériques	100
II. Méthologie et analyse	102
A. La numérisation des cartes anciennes.....	102
1. La digitalisation	102
2. Construction des MNT.....	103
B. Les différents secteurs d'études	104
C. Validité des données et sources d'erreurs	105
1. La qualité et précision des données	106
2. Estimation des erreurs	106
III. Analyse de l'évolution morphosédimentaire depuis 1834	107
A. De l'estuaire sauvage à l'estuaire construit.....	107
1. L'estuaire sauvage	108
2. L'estuaire construit	111
B. Evolution morphologique de l'embouchure depuis 1834	113
1. Les grandes phases de l'évolution	113
2. Le domaine intertidal	115
3. Les sections longitudinales.....	116
C. Evolution de la couverture sédimentaire	117
IV. Quantification du comblement estuarien séculaire	120
A. Les bilans sédimentaires	120
1. Principes	120
2. Facteurs à prendre en compte pour l'analyse des différentiels	121
B. Chronologie du budget sédimentaire	124
1. Quantification des volumes déposés et érodés	124
2. Répartition des zones de dépôt et d'érosion.....	125
3. Taux de sédimentation de chaque domaine estuarien.....	127
4. La période 1960-2003	128

I. LES DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES

A. Les documents antérieurs à 1834

Ce sont plus des images (Fig.IV-1) que de réels documents cartographiques. Ils rapportent la physionomie générale de l'estuaire depuis la fin du 17^{ème} siècle (Lennier, 1885). Les levés n'étaient pas effectués en une fois, ni au cours des plus basses mers astronomiques, mais plutôt pour les plus basses mers observées (Vigarié, 1964). Dans un système où l'essentiel des surfaces est intertidal (0 à +2m CMH en moyenne), cela peut induire une sous-estimation des zones découvrantes.

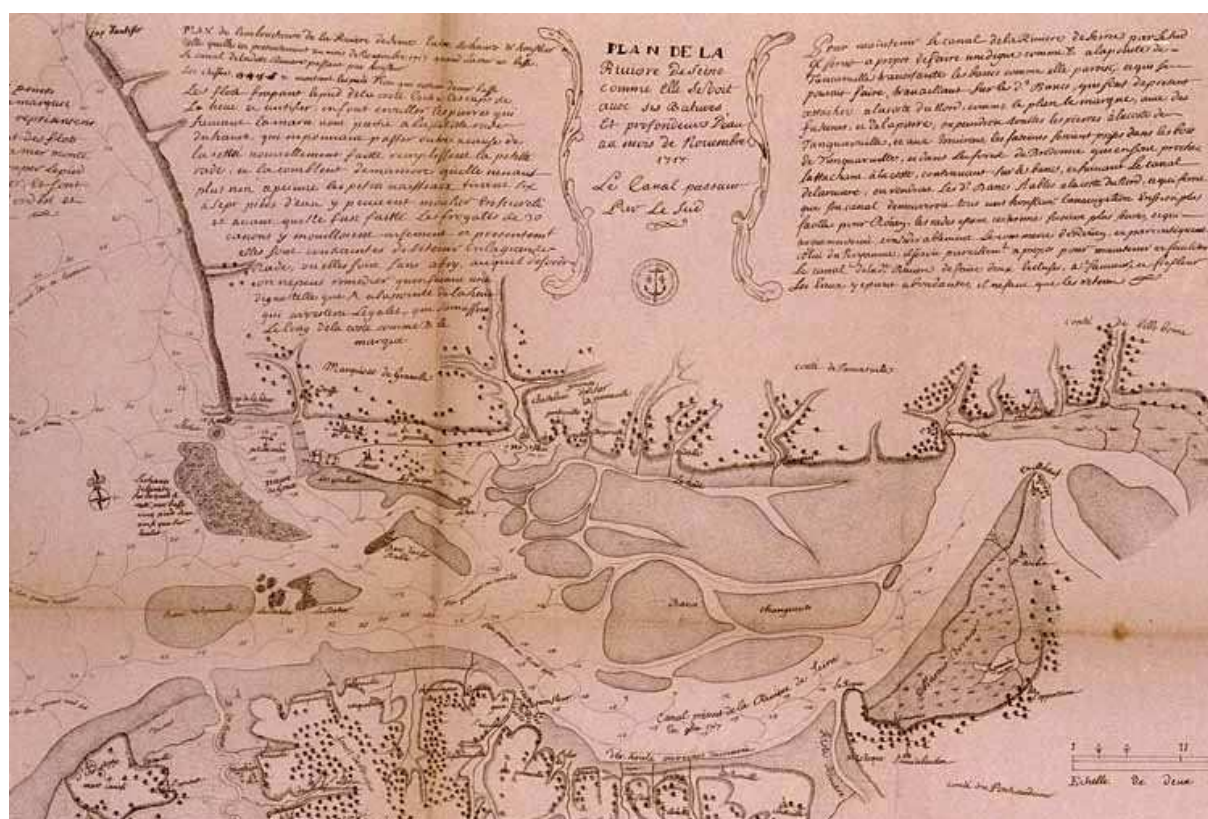


Figure IV-1 Représentation de l'embouchure de l'estuaire de la Seine en 1717 par le Maréchal de Coëtlogou (in Lennier, 1885).

B. Les cartes levées par le Service HydrOgraphique de la Marine à partir de 1834

Par la suite, l'importante mobilité des fonds de l'embouchure a nécessité des suivis réguliers pour la sécurité de la circulation maritime. Il s'ensuit un grand nombre de levés hydrographiques. Le tableau 1 présente les cartes recueillies aux archives de l'EPSHOM à Brest (coll. Garlan T.). Cette liste non-exhaustive permet de faire une synthèse des données anciennes disponibles. La carte de 1834 (Fig.IV-2, carte levée par Beautemps-Beaupré) est la première synthèse bathymétrique de minutes de sonde¹ qui soit réellement géoréférencée, corrigée de la marée et exploitable.

Archives du Service HydrOgraphique de la Marine					
année	échelle	niveau 0 de référence	système de coordonnées	zone cartographiée	types d'informations
1834	1/15000	4m829	toises	le Havre Gonfreville (NE),	minute de sonde
1834	1/15000	idem	toises	Honfleur Villers (SE),	carte synthèse notée "sonde 1853"
1834	1/45000	idem	toises	Honfleur Trouville (SE),	minute de sonde
1834	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	la Hève la Roque,	bathymétrie simplifiée
1853	1/15000	idem	toises	La Hève Villerville,	minute de sonde, levé refait sur la même zone en 1876
1855	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	Carte présentant la	forme et la position des bancs de l'embouchure
1866	1/15000	idem	toises	St Sauveur,	minute de sonde
1866	1/15000	idem	toises	Gonfreville Feu de la Roque,	minute de sonde
1866	1/15000	idem	toises	Honfleur,	minute de sonde, carte incomplète
1866	1/15000	idem	toises	le Havre Gonfreville (NE),	minute de sonde
1866	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	la Hève la Roque,	bathymétrie simplifiée
1869	1/15000	idem	toises	Honfleur Trouville (SE),	minute de sonde
1875	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	la Hève la Roque,	bathymétrie simplifiée
1879	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	la Hève la Roque,	bathymétrie simplifiée
1880	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	Carte de synthèse n°2088, La Roque à Villers,	bathymétrie 1875 et corrections 1881
1880	1/15000	idem	toises	Villers Villerville,	carte éditée
1880	1/15000	idem	toises	Villers Villerville,	minute de sonde
1880	1/15000	idem	toises	La Hève Villerville,	minute de sonde
1880	1/15000	idem	toises	La Hève Villerville,	carte éditée
1883	1/15000	idem	toises	Abords du Havre,	minute de sonde
1894	1/15000	idem	toises	Villers Villerville,	1 ^{ère} feuille
1894	1/15000	idem	toises	Honfleur la Hève,	2 ^{ème} feuille
1894	1/15000	idem	toises	Le Hoc St Sauveur,	3 ^{ème} feuille
1894	1/15000	idem	toises	Fiquefleur Tancarville,	4 ^{ème} feuille
1894	1/15000	idem	toises	Villers,	minute de sonde
1894	1/15000	idem	toises	Deauville Trouville,	bathymétrie et faciès
1894	1/15000	idem	toises	Honfleur la Risle,	minute de sonde
1894	1/15000	idem	toises	la Hève le Hoc,	minute de sonde
1894	1/15000	idem	toises	Villers Villerville,	1 ^{ère} feuille
1894	1/15000	idem	toises	Le Havre Honfleur,	2 ^{ème} feuille
1909	1/45000	idem	Degré / méridien de Paris	Baie de Seine,	carte (Volmat, 1925)
1913	1/15000	idem	toises	Criqueboeuf Deauville,	minute de sonde
1913	1/15000	idem	toises	Port de Trouville Deauville,	carte éditée
1913	1/15000	idem	toises	le Havre banc du Ratier,	1 ^{ère} feuille
1913	1/15000	idem	toises	Villerville le Havre,	3 ^{ème} feuille
1913	1/9750	idem	toises	Bancs d'Amfard et du Ratier,	forages

Tableau IV-1 Liste des documents cartographiques disponibles aux Archives de l'EPSHOM de Brest, soit 36 cartes entre 1834 et 1913.

¹ Les minutes de sonde sont des données brutes qui permettent d'établir les cartes marines. Elles recensent les sondes, sous forme de radiales, effectuées par les bateaux chargés des levés. Elles sont réalisées par le SHOM, chargé de répertorier, avec différents partenaires comme les services maritimes ou les Ports Autonomes, les levés de l'ensemble des côtes françaises.

Les cartes sont de deux types :

(1) Les écritures de sondes ($1/15000^{\text{ième}}$) indiquent à la fois la profondeur d'eau et la nature sédimentaire des fonds par la méthode du plomb suiffé (Fig.IV-2). Cette méthode est utilisée à partir du $19^{\text{ième}}$ siècle afin de cartographier l'ensemble du domaine côtier français. Jusqu'en 1940, les hydrographes du service hydrographique ont utilisé cette technique.

Le plomb suiffé comporte une cavité inférieure enduite de suif. Au contact du fond, les différentes sortes de sédiments et débris coquilliers y adhéraient ou au moins laissaient une empreinte (galets, cailloutis, roches...). L'identification des faciès sédimentaires dépendait de l'interprétation de l'hydrographe (sources www.shom.fr). Simultanément aux campagnes de sondage, l'évolution de la hauteur d'eau était notée régulièrement pour différents marégraphes de l'estuaire afin de corriger l'effet de la marée (Lennier, 1885).

(2) Les cartes éditées ($1/45000^{\text{ième}}$) sont les synthèses de plusieurs écritures de sonde interprétées. Les isobathes ont été tracées (équidistance 1m) et il ne subsiste plus qu'une partie des indications de la nature des fonds. L'embouchure de la Seine est en général couverte par quatre écritures de sonde au $1/14500$, du Havre à la Risle (Loc. Fig.IV-5). Elles sont regroupées en une carte au $1/45000$, comportant 500 à 2000 indications sédimentologiques.

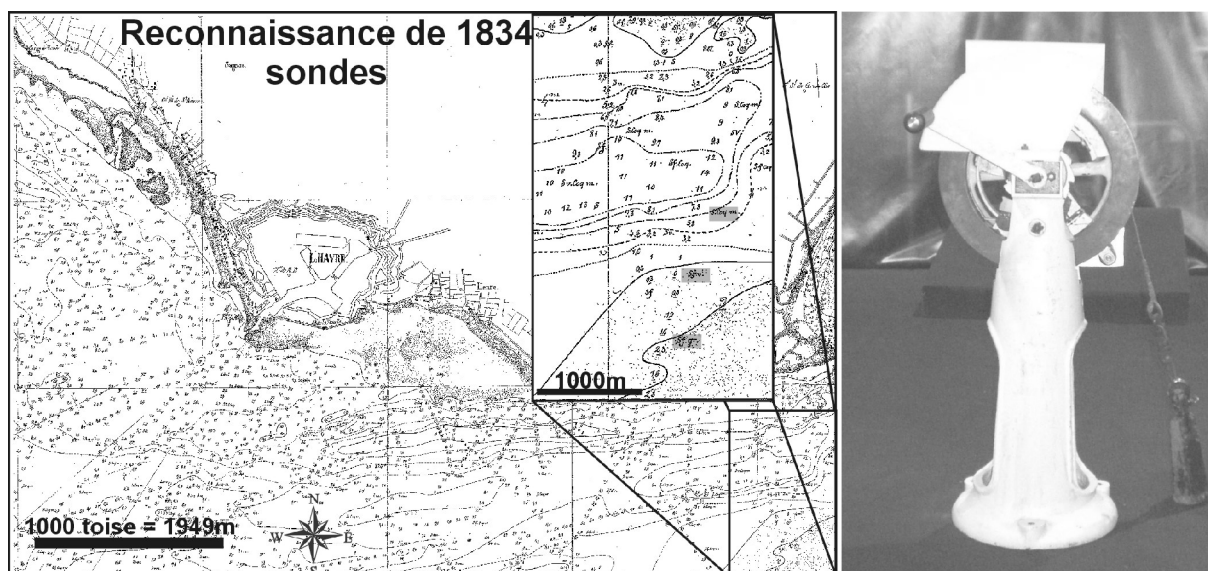


Figure IV-2 Extrait de la minute de sonde de 1834 aux abords du Havre. Le maillage est très serré. Les points de mesures sont distants de 100m (20 à 40m à partir de 1894 pour la zone) et les radiales de 200m. *En encart* : le système du plomb suiffé, il se compose d'un plomb de sonde de 5kg descendu à l'aide d'un touret et positionné au cercle hydrographique.

C. Cartes de l'estuaire de la Seine levées par le Port de Rouen

1. *Les données analogiques*

A partir de 1870, le service en charge de la navigation dans le chenal a effectué régulièrement des plans de sondages au 1/40000^{ième} (Fig.IV-3). A notre disposition, les cartes de 1913, 1929, 1936 et 1942 représentent les fonds entre -15 et +8m CMH (équidistance 1m).

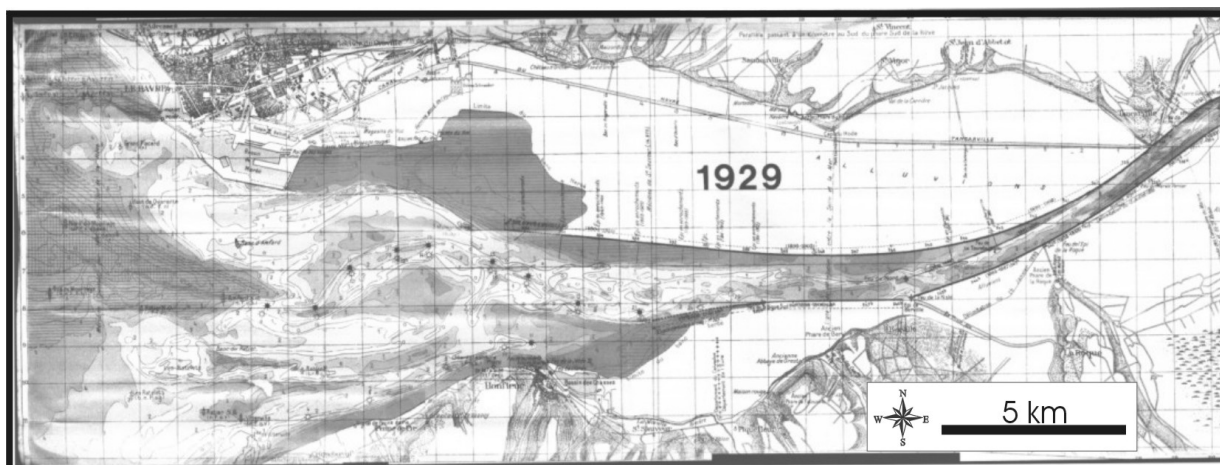


Figure IV-3 Carte de synthèse bathymétrique de 1929 levée par le service maritime du port de Rouen. Le carroyage utilisé est un système de méridiens et parallèles kilométriques à partir d'un point d'origine, fixé au phare sud de la Hève (Loc. Fig.IV-5).

2. *Les données numériques*

Quinze levés bathymétriques de l'embouchure de l'estuaire ont pu être collectés auprès des services du port de Rouen, pour la période 1960 à 2003 (Tab.IV-2). Ils couvrent la zone comprise entre la Risle (0°22,8'E) et le méridien de Villers-sur-mer (0° méridien international, Loc. Fig.IV-5). Les levés ont été numérisés par leur soin selon deux méthodes générant deux types de fichiers informatiques :

- PARa : levés papier au 1/20000^{ième} avec des lignes de niveaux tous les 0.5m digitalisées puis interpolées sur une grille de stockage de 100*100m.
- PARn : levés numériques moyennés sur une grille de stockage de 100*100m.

Les données à notre disposition entre 1960 et 2003 ne sont donc pas les données brutes mais le résultat d'une interpolation stockée sous la forme d'une grille régulière (environ 12000 points).

date	nom du fichier	type de fichier	remarques
1/1/1960	rh1960.asc	PARa	pas de mesures à l'ouest de Villerville
1/1/1965	rh1965.asc	PARa	
1/1/1970	rh1970.asc	PARa	
1/1/1975	rh1974_4.asc	PARa	
1/1/1980	rh1980.asc	PARa	
1/1/1985	rh1984_4.asc	PARa	
1/1/1990	rh1990.asc	PARn	
1/1/1994	rh1993_4.asc	PARn	
1/1/1995	rh1995.asc	PARn	
1/1/1998	rh1998_4.asc	PARn	
1/1/1999	rh1999_4.asc	PARn	
1/1/2000	rh2000_4.asc	PARn	
1/1/2001	rh2001.asc	PARn	
1/1/2002	rh2002.asc	PARn	en réalité rh2000_4
1/1/2003	rh2003.asc	PARn	pas de mesures au NO d'Amfard

Tableau IV-2 Synthèse des données bathymétriques numérisées mises à notre disposition par le port de Rouen (sources Delouis A.).

Entre 1960 et 1975, les données couvrent les fonds de -17 à +8.3m CMH. A partir de 1975, les parties « hautes » de l'estuaire comprises entre +5 et +8.3m ne sont plus cartographiées (haute slikke et schorre).

La numérisation des levés s'est accompagnée d'une modification de convention concernant leur date. Les levés papier synthétisant les informations recueillies lors du dernier trimestre de l'année en cours étaient conventionnellement datées du 31 décembre de cette même année. Les fichiers numérisés sont par contre datés du premier janvier de l'année suivante. Ainsi à un levé papier du 31 décembre 1974 correspond un fichier informatique daté du 01/01/1975 (SOGREAH, 1995).

Concernant les suivis bathymétriques de l'estuaire, jusqu'à 1982 ils étaient traditionnels. Depuis, l'estuaire a été divisé en 18 tronçons de 1km de long suivis plus ou moins fréquemment en fonction de leur sensibilité pour la navigation (Hamm, 1986). Le rafraîchissement des levés dans certaines zones non stratégiques peut être très variable (i.e. zone au sud du banc du Ratier). Un pas de temps minimum de 5 ans est donc conseillé pour l'analyse des données (SOGREAH, 1995). Toutefois, les récents aménagements du chantier Port 2000² ont nécessité des suivis plus fréquents ces dernières années (Tab.IV-2). Cela permet de travailler à l'échelle annuelle pour les données les plus récentes.

² Port 2000 : travaux d'extension du Port du Havre (Fig.IV-8).

II. METHOLOGIE ET ANALYSE

A. La numérisation des cartes anciennes

1. La digitalisation

Le set de données bathymétriques et sédimentaires comparables s'étend de 1834 à nos jours. L'essentiel est sous un format analogique (cartes). Deux étapes ont été nécessaires pour aboutir à un set final de données numériques traitées et normalisées (Fig.IV-4).

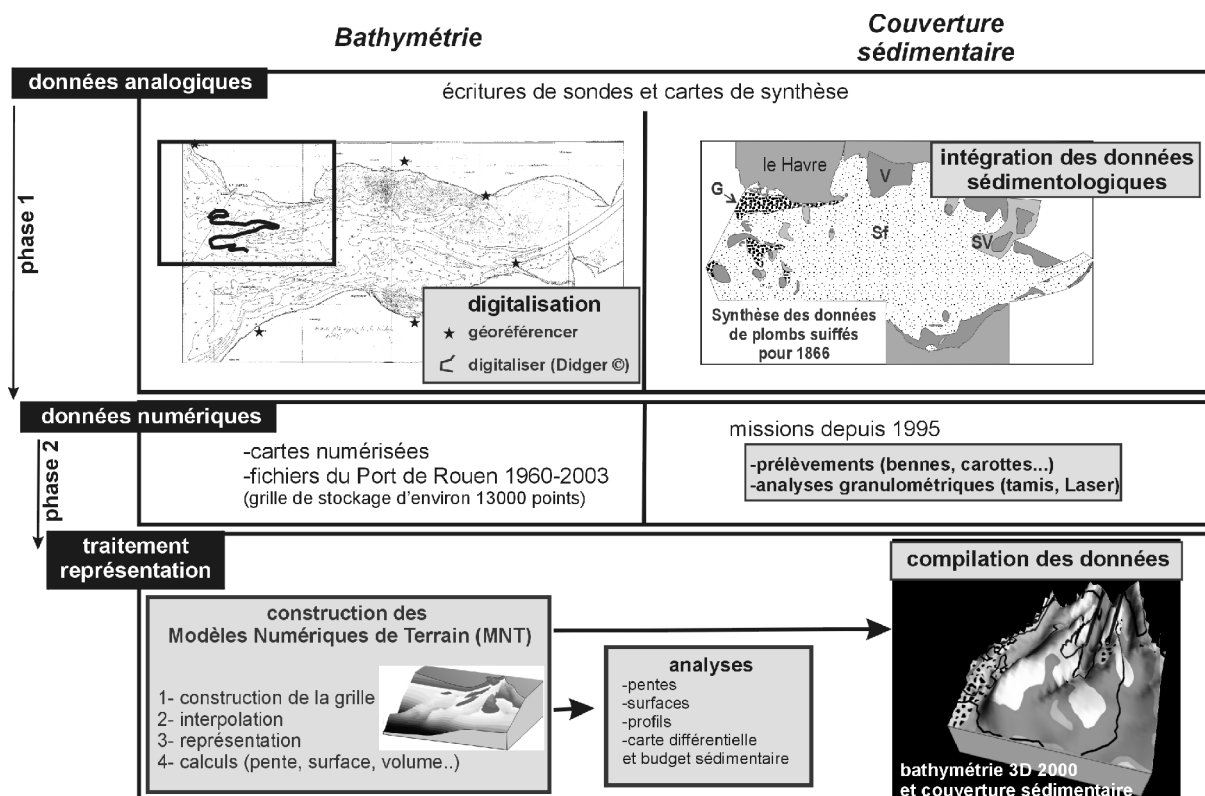


Figure IV-4 Chaîne de traitement des données brutes.

La première étape consiste à scanner puis digitaliser les cartes bathymétriques. Huit cartes de 1834 à 1942 (Tab.IV-3) ont été digitalisées avec Didger®. Elles ont été géoréférencées en utilisant un minimum de 6 points invariants (localisation Fig.IV-5) afin d'être le plus précis (Crowell, Leatherman *et al.*, 1991). Toutes les cartes ont été référencées dans le système national métrique Lambert I (système géodésique : NTF, ellipsoïde de Clarke 1880). Les hauteurs sont en mètres, harmonisées suivant la CMH actuelle (4.8m sous le niveau hydrographique). Le nombre de points digitalisés varie entre 5000 (carte 1834) et 9000 (carte 1913).

	estuaire	estuaire étendu	Baie de Seine
bathymétrie	1834, 1866, 1875, 1894, 1913, 1929, 1936, 1942 et 1960-2003 (15 cartes, Cf.Tab.IV-2)	1960-2003 (15 cartes, Cf. Tab.IV-2)	1834, 1894, 1909-1913 et 1990 (carte 7118, SHOM)
couverture sédimentaire	1834, 1866 (estuaire), 1894, 1913 et synthèse 1993-1996		

Tableau IV-3 Set de données bathymétriques et sédimentologiques final.

Le protocole d'analyse consiste à générer des modèles numériques de terrain (MNT) de chaque bathymétrie (grille), et de les comparer par superposition afin d'obtenir une carte de différentiel. Cette méthode n'est valable que si la répartition des points de mesures (résolution) est la même pour toutes les couvertures bathymétriques. Or, ceci est rarement le cas du fait de l'emploi d'échelles et de méthodes d'acquisition différentes pour chaque type de levés depuis 200 ans (plomb suiffé et acoustique).

Weber (2004) a choisi de comparer les sondes d'une bathymétrie de moins bonne résolution (points irrégulièrement répartis) avec le MNT de la bathymétrie possédant la meilleure résolution. Il récupère ainsi uniquement des points de comparaison au niveau des sondes réelles anciennes. Maron et Rihouey (2002) préconisent de digitaliser les points de mesures et non la position des isobathes quand le cas le permet.

Pour cette étude, le set de données très hétérogène ouvre une troisième voie. Le point commun entre toutes les cartes à notre disposition jusqu'à 1942 sont les isobathes. Le choix a donc été de les digitaliser et de générer des MNT des bathymétries, ce qui oblige à comparer entre-elles des données interpolées. Cependant, la couverture bathymétrique très fine de la zone d'étude, la taille des objets observés et l'importance des modifications morphologiques depuis 200 ans permet de minimiser l'erreur entraînée par cette méthode. Les données utilisées sont les cartes de synthèse au 1/40000^{ème} et 1/45000^{ème} entre 1834 et 1942, ce qui permet de rester cohérent quant à la précision des données.

2. Construction des MNT

L'analyse des données bathymétriques repose sur les MNT. Comme Allen (1973) le présentait, la progression des outils informatiques a simplifié la phase de traitement et de visualisation des données. Les logiciels de traitement de MNT et SIG³ démultiplient le potentiel analytique (calcul de volumes, de surfaces, de différentiels *etc.*). Ceci donne la possibilité d'étudier très finement l'évolution d'un système tel que l'embouchure de la Seine.

a) La construction de la grille

La première étape consiste à définir une grille (gridding), pour pouvoir comparer les différentes cartes. La taille des mailles, constituant les grilles, doit être identique.

Pour notre zone d'étude, les cartes les plus anciennes étaient comparées par planimétrie (Volmat, 1929). Par la suite, une première analyse du set de données numériques du port de Rouen a été réalisée (Cf. Tab.VI-2 période 1974-1994, Avoine, 1994; SOGREAH, 1995; Avoine, Hamm *et al.*, 1996). Le maillage utilisé alors pour l'interpolation était 137*63m (grille par défaut du logiciel utilisé DGM3).

Pour notre étude, l'hétérogénéité du set de données (échelle, méthodologie, données analogiques et numériques *etc.*) a nécessité l'analyse de la répartition des points digitalisés, suivie d'une série de test de sensibilité à la taille de la maille. Cette analyse montre qu'il est plus judicieux d'utiliser une maille presque carrée de 230*260m, relative à la dispersion des points de la carte ayant la plus faible résolution (i.e. 1834).

³ Système d'Information Géographique

b) L'interpolation

Les MNT ont été ensuite construits avec Surfer© en utilisant le « kriging » comme la plus appropriée des méthodes d'interpolation (EMS, 2002). Cette méthode statistique est souvent utilisée pour ce type de données irrégulièrement réparties (Little, Edwards *et al.*, 1997; Maron et Rihouey, 2002). Le « kriging » est aussi la méthode qui génère les représentations bathymétriques les plus fidèles aux données brutes. La comparaison de deux grilles (i.e. maillage identique) permet ensuite de construire une carte de différentiel bathymétrique. Il est alors possible de localiser les aires de sédimentation et d'érosion, et de quantifier les volumes échangés.

B. Les différents secteurs d'études

Trois secteurs d'études⁴ ont ensuite été définis en fonction des données disponibles (Fig.IV-5, Tab.IV-4) :

- (1) **l'estuaire** : entre la Risle à l'est et le méridien de Trouville à l'ouest.
- (2) **l'estuaire étendu** : soit l'estuaire, étendu à l'ouest jusqu'au méridien de Villers-sur Mer.
- (3) **la Baie de Seine** : en réalité la partie adjacente à l'estuaire jusqu'au méridien de Cabourg.

	Xmax/Xmin	Ymax/Ymin
l'estuaire	457920/435250	202400/191100
l'estuaire étendu	457920/431850	202400/191100
la Baie	431850/400000	214348/178805

Tableau IV-4 Limites en lambert I des différentes zones définies à l'embouchure de l'estuaire.

-La zone « *estuaire* » est l'entité couverte par toutes les cartes utilisées depuis 1834 à 2003. Sa superficie est de 250 km². Entre 1960 et 2003, la couverture bathymétrique porte plus à l'ouest, jusqu'au dépôt du Kannik (Loc. Fig.IV-5). La zone « *estuaire étendu* » est de 295 km². La zone « *Baie* » a une surface équivalente à celle de l'estuaire, soit 250 km².

⁴ Cette dénomination est valable pour la suite du document.

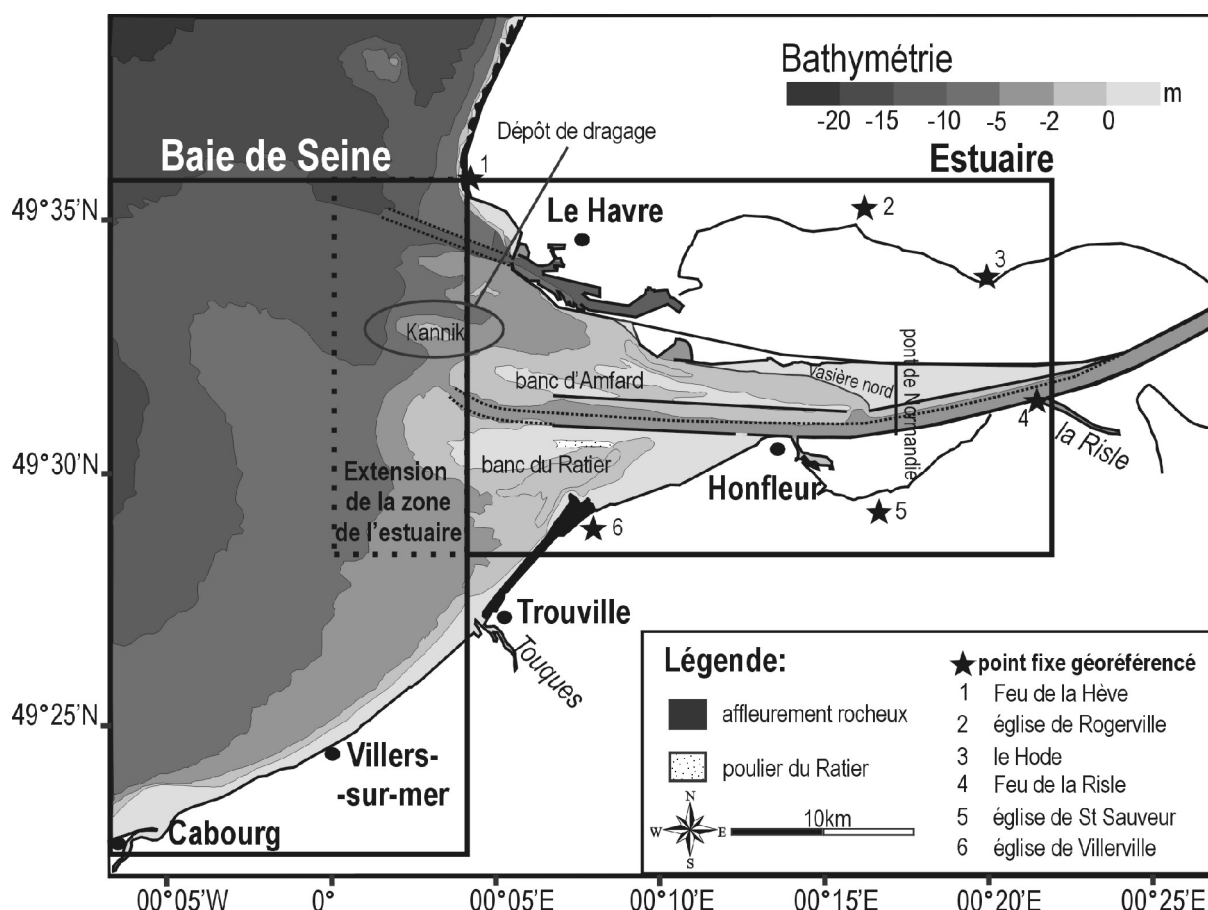


Figure IV-5 Carte bathymétrique des abords actuels de l'estuaire de la Seine (d'après la carte n°6736, SHOM 1/45000, système Eu50 et sondes rapportées au 0 CMH). Les trois zones d'études sont différenciées : **L'estuaire** entre la Risle et le méridien de Trouville, **l'estuaire étendu** intégrant la zone de dépôt de dragage du Kannik plus à l'ouest et la partie orientale de la **Baie de Seine**. Les points fixes invariants utilisés pour géoréférencer les cartes de l'estuaire (1834 à 1942) sont positionnés. La présence de repères naturels (poulcier du Ratier et l'estran rocheux de Villerville) a permis de juger la précision des cartes en XYZ.

C. Validité des données et sources d'erreurs

Trois aspects doivent être considérés :

- 1/ La qualité et validité des données ;
- 2/ L'estimation des erreurs ;
- 3/ Le traitement numérique.

1. La qualité et précision des données

a) les données anciennes

Les données acquises à l'aide du plomb suifé sont couramment utilisées pour la réalisation des cartes sédimentologiques (Garlan, 2004). Le maillage des mesures est très serré à proximité des côtes (Fig.VI-2). Les minutes de bathymétrie apportent beaucoup plus d'informations que les cartes bathymétriques synthétiques actuelles (Aernouts et Hequette, 2004). Sur les côtes françaises, le SHOM recense en moyenne 50 données « plomb suifé » pour un prélèvement récent (Garlan, 2004). En 1894 par exemple, plus de 12000 points de sondes ont été effectués à l'embouchure de la Seine (S^2 250km²), soit en moyenne un point tous les 150m. Une telle couverture a nécessité plusieurs campagnes de prospection, s'étalant sur une partie de l'année.

b) Un set de données très hétérogène

Chaque époque est marquée par une méthode d'échantillonnage (Augris et Gourmelon, 2002; Garlan, 2004), de positionnement (cercle hydrographique, gps et dgps). La difficulté réside donc principalement dans l'hétérogénéité du set de données (résolution, échelle...). Pour cette étude, trois types de données ont été traités : points de mesures (données brutes : plomb suifé 1834-1894), isobathes (interpolation entre points de mesure, 1913-1942) et fichiers grilles (données interpolées 1960-2003).

c) La couverture bathymétrique

Pour ce type d'environnement, la couverture bathymétrique des zones intertidales latérales est en général plus lâche, car d'intérêt moindre pour la navigation (Van der Wal, Pye *et al.*, 2002; Bale, Uncles *et al.*, 2004). Pour l'embouchure de la Seine, les données sont relativement suffisantes jusqu'en 1975, bien que plus éparées. Depuis les zones bordières (i.e. Vasière nord, Fig.IV-5) de l'estuaire ne sont plus cartées lors des levés bathymétriques du port de Rouen. Indépendamment, le port du Havre a lui suivi l'évolution de cette zone, ce qui a permis de compléter les données.

2. Estimation des erreurs

L'utilisation des cartes bathymétriques induit de multiples sources potentielles d'erreurs et d'incertitudes liées à leur élaboration (Van der Wal et Pye, 2003a; 2003b), à leur numérisation (scanner) et leur digitalisation (Daniels et Huxford, 2001). Les sources d'erreurs peuvent être de trois types : humaine, technique et liée au hasard (Mills, 1998; HQUSACE, 2002). Pour le positionnement (xy), la proximité de la côte réduit les erreurs de positionnement au cercle hydrographique à moins de 10m pour les données plomb suifé (Weber, 2004). Actuellement, le dgps permet une précision métrique. La comparaison d'un point invariant (e.g. affleurement rocheux) peut servir à estimer la précision des levés bathymétriques (Bertin, Chaumillon *et al.*, 2004; Weber, 2004).

Le platier de Villerville et le Poulrier du Ratier ont été utilisés dans le cas de notre étude (Loc, Fig.IV-5). La précision sur le z est ainsi estimée à 1m entre 1834 et 1913, 0.5m entre 1913 et 1960. Pour les relevés bathymétriques récents l'erreur est estimée à 0.25m suivant les standards (OHI, 1998). Pour cette étude, seules les différences de plus de 1m pour les cartes anciennes (1834-1960) et de 0.5m pour les plus récentes (1960-2003) ont été prises en considération pour les représentations cartographiques. La barre d'erreur pour les volumes calculés par la suite est le résultat du rapport entre l'erreur sur le z et la surface comparée entre deux cartes.

L'examen des cartes va permettre de caractériser et quantifier l'évolution des morphologies, de la couverture sédimentaire et du budget sédimentaire. Le but est d'appréhender le fonctionnement du système estuarien à l'échelle centennale. Le nombre important de cartes et la qualité des données est un paramètre déterminant dans cette démarche.

III. ANALYSE DE L'EVOLUTION MORPHOSEDIMENTAIRE DEPUIS 1834

A. De l'estuaire sauvage à l'estuaire construit

Classiquement depuis les travaux de Vigarié (1964a), l'évolution séculaire de l'estuaire est divisée en deux périodes :

-**La période de l'estuaire sauvage (anté-1846)** : avant la loi d'aménagement de 1846 du cours de la Seine, rien ne gênait le libre jeu des forces naturelles de l'estuaire. La carte de 1834 est la dernière image de cette période (Fig.IV-6), et la première carte digitalisée de notre set de données.

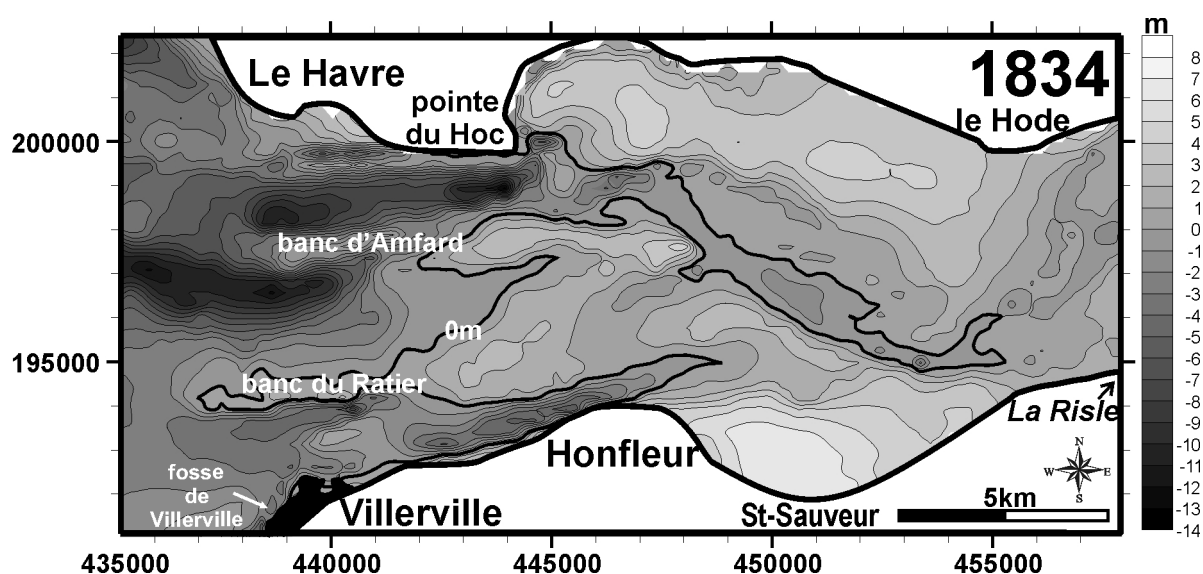


Figure IV-6 MNT de la carte digitalisée de 1834 (Lambert I). Les principales entités (i.e. barres et chenaux) constituant l'embouchure sont localisées.

-**La période de l'estuaire construit (post-1846)** : compromis entre l'homme et la nature, les travaux de calibrage du fleuve ont porté de plus en plus vers la mer, en essayant de rester en accord avec les processus hydrologiques estuariens. A partir de la fin du XIX^{ième} siècle, les travaux atteignent La Risle, limite Est de notre zone d'étude (Fig.IV-5).

1. L'estuaire sauvage

Pour cette époque, nous disposons de cinq « images » de l'embouchure : 1677, 1717, 1753, 1776 (Fig.IV-7) et d'une carte géoréférencée : 1834 (Fig.IV-6). Ces cartes anté-1834 donnent une image de l'agencement des unités morphosédimentaires constituant la zone d'étude, avant les aménagements.

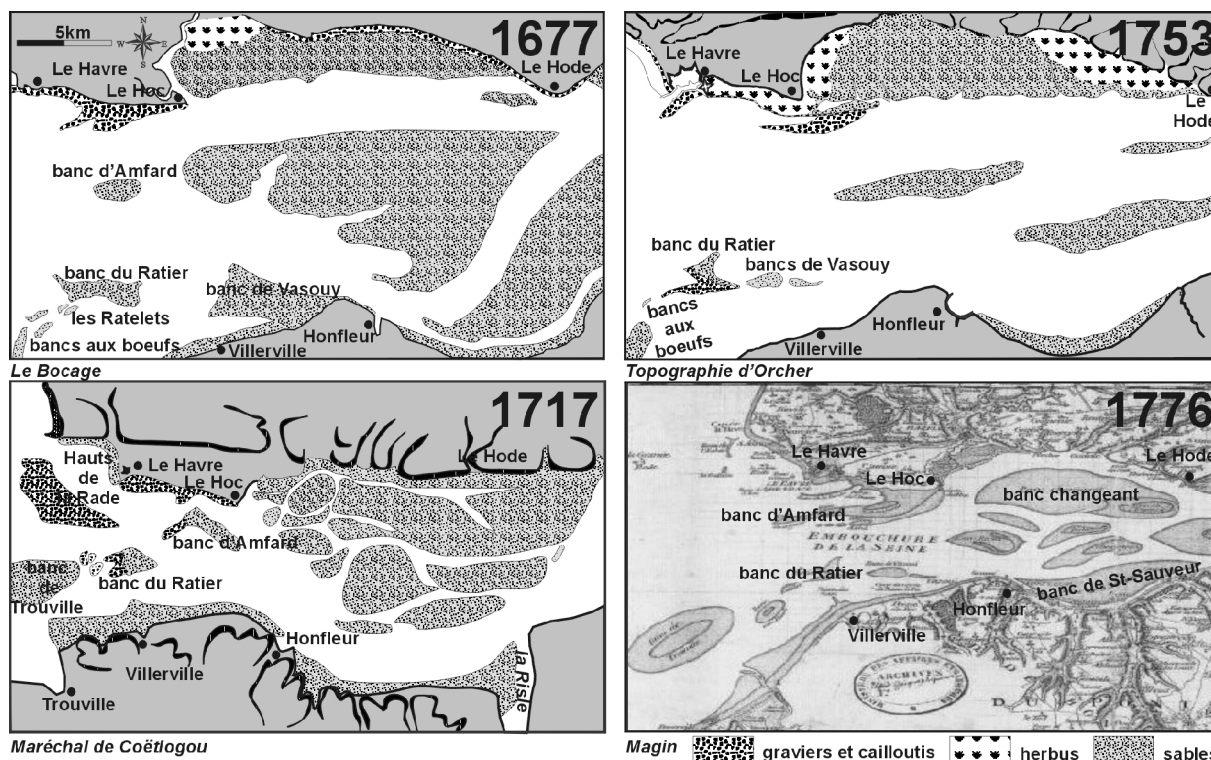


Figure IV-7 Connaissances des fonds de l'estuaire jusqu'au milieu du 18^{ème} siècle. L'embouchure est divisée en trois secteurs (sauf 1776), fonction de leur taux de recouvrement par la marée : le domaine subtidal (en blanc), intertidal (indiqué sur les cartes comme sablo-graveleux) et supratidal (zones continentalisées et schorres). Les représentations cartographiques initiales ont été déformées afin de rendre compte le mieux possible de la zone de l'embouchure comprise entre le méridien du Havre (ouest) et la Risle (est). Pour faciliter la lecture, des points topographiques invariants sont signalés pour chaque représentation (Ratier, le Hoc...). Les cartes de 1677, 1717 et 1753 sont tirées de l'ouvrage de Lennier (1885), celle de 1776 des archives de la Bibliothèque Nationale de France⁵.

Deux unités morphologiques constituent le système estuarien :

-les chenaux : Trois chenaux principaux co-existent à l'embouchure de l'estuaire du Hode jusqu'au Havre (Fig.IV-6 et 7). Un chenal unique méandriforme peu profond (-2.5 à -3m), emprunté pour la navigation (Lennier, 1885), rejoint aux environs de Honfleur par deux chenaux latéraux (chenal nord et sud). En 1834, ce chenal principal est beaucoup plus sinueux qu'en 1677-1789 pour cette partie de l'estuaire (Fig.IV-6 et 7), traduisant peut-être une diminution de l'énergie fluviale.

⁵ <http://www.bnf.fr>

Les chenaux latéraux sont profonds d'environ 8m et séparent les bancs du Ratier et d'Amfard des bords de l'estuaire, (Fig.IV-6). La passe médiane entre les deux bancs est la plus profonde (-10 à -12m). Le chenal central très mobile se jette en mer par l'une ou l'autre de ces passes. Cependant, il rejoint le plus souvent la passe nord et vient « lécher » le port du Havre (Fig.IV-8). Au milieu du XIX^{ème}, fait apparemment exceptionnel, le chenal est « capturé » par la passe sud (1852, Fig.IV-8).

Au sud, un chenal profond de plus de 8m longe la côte jusqu'à Trouville. Il s'agit de la fosse de Villerville (Fig.IV-8 et 9). Présente sur toutes les reproductions de l'estuaire sauvage, elle se comble rapidement à la fin du XX^{ème} siècle, relatif à la période construite. Elle se raccorde au chenal sud, à l'est du platier de Villerville (figuré en noir Fig.IV-6).

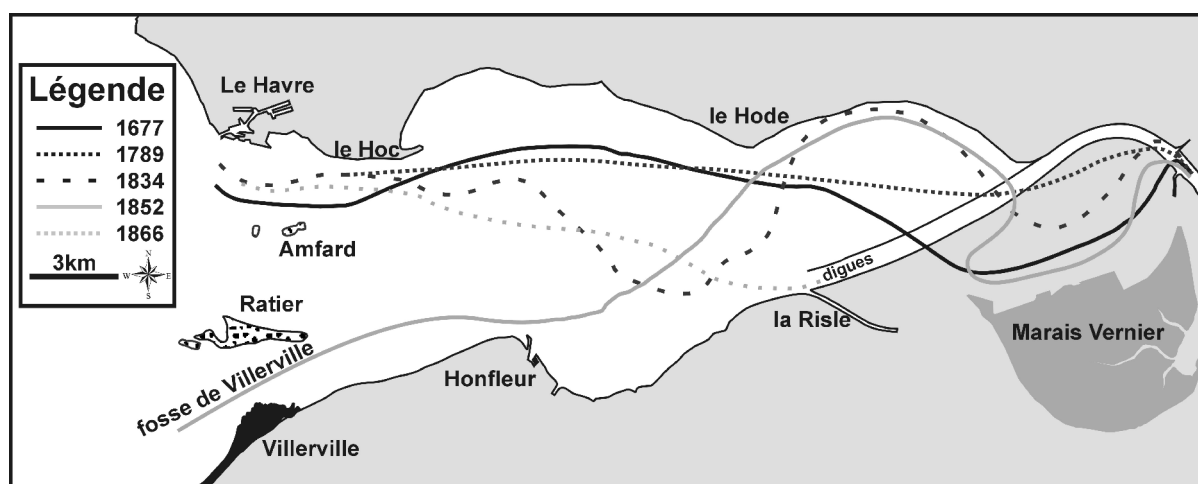


Figure IV-8 Position du chenal fluvial utilisé pour la navigation de 1677 à 1866 à l'embouchure de la Seine (Lennier, 1885). En 1866, ce chenal a été calibré en amont jusqu'à la Risle.

-les bancs sableux : En 1677, un grand corps sableux occupe la majeure partie de l'embouchure, entre le Hode et le Hoc (Fig.IV-7). Il est séparé des bords de l'estuaire par deux chenaux. Cette organisation est assez similaire en 1717. Un grand banc sableux coalescent à la côte nord est recoupé par un système de chenaux anastomosés. En 1753 et 1776, ce grand banc médian a disparu. Il est remplacé par de multiples bancs longitudinaux. En 1776, les zones latérales de schorres de 1753 ont disparu et un banc sableux « Banc de Saint-Sauveur » est venu combler l'anse au droit de Honfleur.

Plus généralement, la partie interne du système est caractérisée par un grand plateau sableux. La période sauvage est caractérisée par une vaste extension de bancs mobiles, appelés localement « les bancs blancs », de la Risle en amont jusqu'au méridien du Havre. A cet endroit, l'existence de points d'appui fixe que sont les masses inaffouillables de galets⁶ du Ratier et d'Amfard (Lefebvre, Huault *et al.*, 1974), pérennise deux bancs longitudinaux présents depuis au moins 1677. Ces deux bancs imposent la disposition générale des trois principales fosses qui paraissent très mobiles de part et d'autre.

En 1677, un banc coalescent à la côte à l'ouest d'Honfleur paraît être la continuité du banc du Ratier, c'est le banc de Vasouy. Cette dénomination est réutilisée en 1753 pour la partie-Est sableuse du banc du Ratier (Fig.VI-7). Il est possible que cette zone intertidale ait pu être continue entre la plage de Vasouy et le banc du Ratier, pour les grandes marées d'équinoxe.

⁶ Dénommés localement « pouliers » (terme Picard). Il s'agit de flèche littorale en bordure de baie ou d'estuaire du côté de la houle dominante. Il est utilisé ici pour décrire une accumulation de galets.

Au sud-ouest, il a également été représenté à diverses époques, une série de bancs constituant un alignement arqué : les Ratelets, les bancs aux bœufs et le banc de Trouville du NE au SO. Cette disposition est reconnue en 1677, 1776 (Fig.IV-7) et 1854-56 (Fig.IV-9) pour la dernière fois, soit au passage estuaire sauvage – estuaire construit.

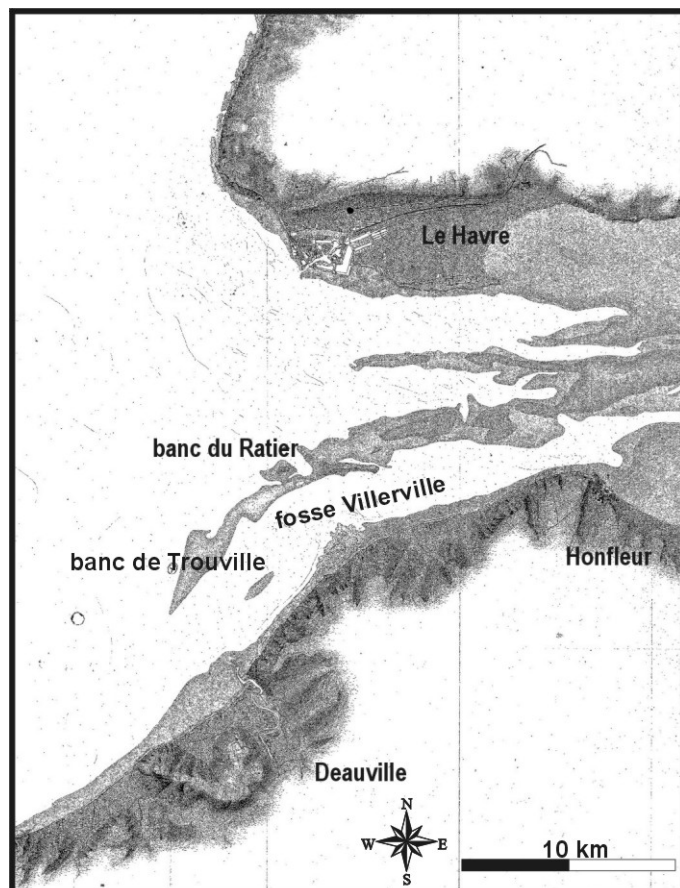


Figure IV-9 Extrait de la carte représentant le domaine intertidal à l'embouchure de la Seine levée en 1854-1856 (Garnaud S. 2002). Les niveaux 0, +1 et +2m CMH sont représentés en nuances de gris. Cette carte représente un phénomène rarement observé, un système de bancs arqués en partie intertidaux longeant la côte sud de Honfleur à Deauville. L'alignement des bancs est séparé des plages en vis-à-vis par la fosse de Villerville profonde de 8m.

Ce chapelet de bancs est séparé de la côte par la fosse de Villerville. Les bancs culminent de +1 à +1.5m CMH. Il y a souvent confusion entre le banc qui se trouve en face de Trouville - Deauville (i.e. « banc de Trouville ») et la série de bancs dit « bancs aux bœufs » (Fig.IV-7), tantôt prolongement du Ratier tantôt terminaison ENE du banc de Trouville (Garnaud, 2002).

D'après Vigarié (1964a), cette disposition arquée suggère qu'il s'agisse d'anciens pouliers. Les documents cartographiques anciens décrivent la présence de galets et graviers à la base du banc de Trouville. D'après Lennier (1885), sur les bancs aux bœufs affleuraient beaucoup de troncs, de racines et de branches formant de la tourbe. Ces affleurements de tourbes sont également présents à basse-mer sur la côte en face à +2-3m CMH entre Villerville et Honfleur (plage de Pennedepie).

Sur les cartes anciennes, le terme « poulier » caractérise le cœur des bancs d'Amfard et du Ratier (Fig.IV-7) mais également les accumulations de galets en général. Les images de 1677 et 1753 montrent bien la dynamique des pouliers longeant le Havre à partir de la pointe du Hoc en direction de l'ouest. Les galets étaient encore très mobiles à cette époque et avaient posé de gros problèmes au port du Havre. D'anciens documents indiquent qu'à plusieurs reprises le port a été envahi par d'importants volumes de galets (Lennier, 1885).

La phase estuaire sauvage est donc caractérisée par un système de bancs longitudinaux mobiles formant un plateau sableux essentiellement intertidal. Ce dernier est recoupé par un chenal méandriforme, divaguant entre les falaises de l'auge quaternaire et remaniant en permanence les fonds. De fait, aucune zone de schorre ne perdure à l'embouchure. En 1834, l'organisation en chenaux (deux chenaux latéraux et un chenal principal en position médiane) et barres longitudinales est similaire au système décrit actuellement et typique des estuaires « dominés par la marée », selon la terminologie de Dalrymple *et al.* (1992).

2. L'estuaire construit

Avant les endiguements (post-1846), la position du chenal principal était extrêmement variable, divaguant sans cesse dans une section de 1200 à 1400m (Fig.VI-8). De plus, le chenal n'offrait à basse mer que des profondeurs de 0.4 à 1m. La navigation était par conséquent très difficile. On dénombre 184 échouages de navires entre 1842 et 1847 (Lavoinne, 1884). Pour sécuriser la navigation, d'importantes phases de travaux se sont succédées au cours du XIX^{ème} et XX^{ème} siècle.

a) Historique des aménagements

Afin d'améliorer les conditions de navigation maritime et fluviale, l'homme a remodelé le cours estuarien de la Seine depuis 1834 (Fig.IV-10). L'historique des aménagements réalisés est une synthèse des travaux de Vigarié (1964a), Avoine (1981) et Lesourd S. *et al.* (2001).

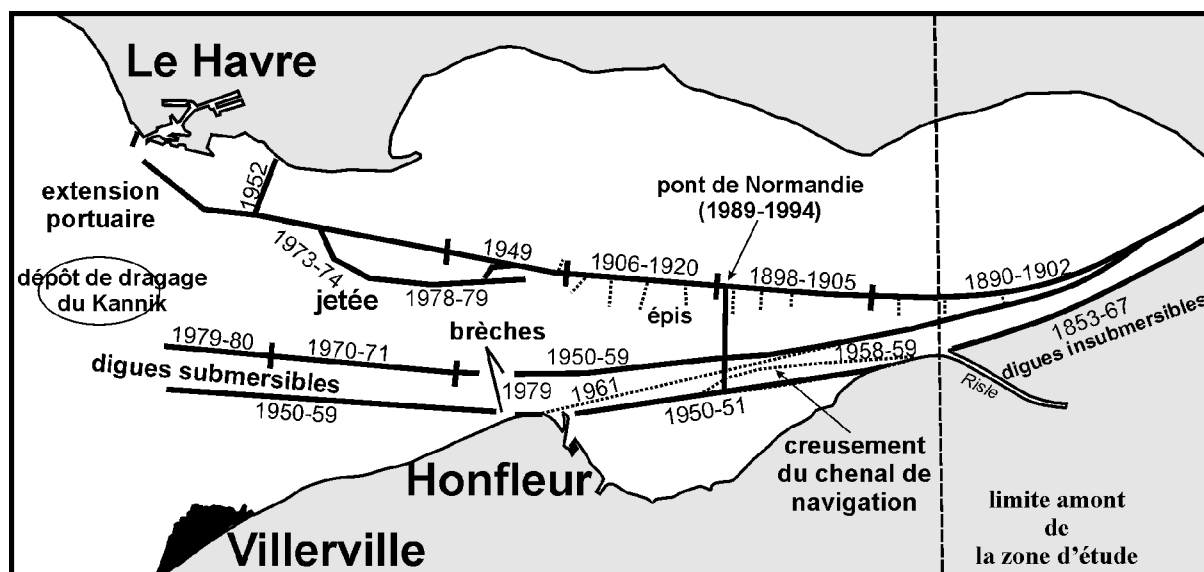


Figure IV-10 Chronologie schématique de l'aménagement de l'embouchure de la Seine, au cours des deux derniers siècles.

1848-1866	Endiguement jusqu'à l'estuaire de la Risle
1866-1878	Consolidation des digues existantes
1876-1886	Le Port du Havre entreprend la construction du canal de Tancarville
1895-1920	Les digues insubmersibles N et S sont prolongées jusqu'à l'amont de Honfleur
1933	Nouvelle digue concave entre la Risle et Honfleur
1950-1959	Construction de la digue basse du Ratier. En août 1960 l'actuel chenal de navigation est figé
1965-1969	Digue basse N prolongée vers l'aval, digue nord insubmersible définitivement fermée
La digue basse nord est poursuivie en deux phases : 1970-1971 et 1979-1980	
1974	Epi du Hode
1979	Brèche dans la digue basse N pour faciliter le passage du flot Brèche dans la digue du Ratier de 100m
1986	Réduction à 600m de la brèche dans la digue basse N
1980-1986	Fin des travaux importants dans l'estuaire, allongement de la digue basse N
1988-1989	Remblai du pont de Normandie

Tableau IV-5. Historique des aménagements de l'embouchure de Seine (Loc. Fig.10).

Le calibrage du fleuve est accompagné par le développement des infrastructures portuaires du Havre au nord entre 1973 et 1986 (Fig.VI-10). Ces développements incluent notamment la construction de la digue en crochet clôturant le terre-plein en 1973-1974. L'endiguement complète cette digue en crochet, faisant la jonction entre les herbus qui se sont développés le long de la digue haute après 1983. Depuis l'automne 2001, les travaux du Projet Port 2000 ont débuté. Il s'agit principalement d'une extension importante vers le sud du port du Havre.

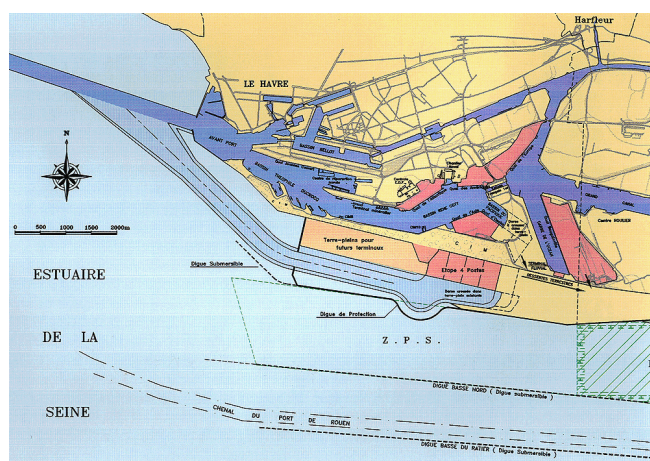


Figure IV-11 Plan d'extension du port du Havre: le projet "Port 2000" débuté en 2001. L'extension du port est accompagnée de l'aménagement d'un reposoir à oiseaux entre le port et le pont de Normandie (sources: <http://www.ville-lehavre.fr>).

B. Evolution morphologique de l'embouchure depuis 1834

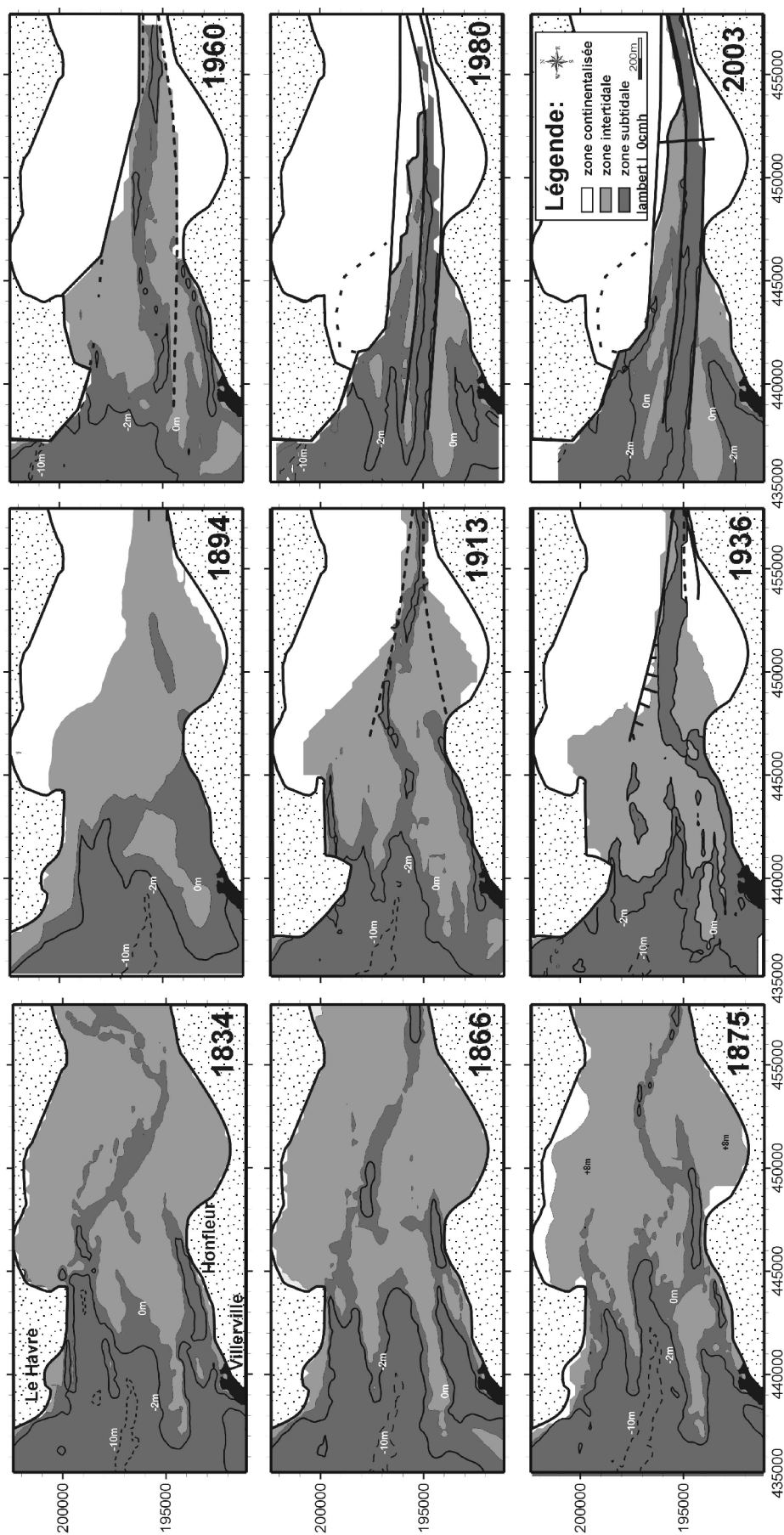
1. Les grandes phases de l'évolution

L'analyse morphologique porte sur 9 cartes de **la zone de l'estuaire** (Loc. Fig.IV-5) depuis 1834, avec un pas de temps d'environ 20 ans. L'évolution morphologique de l'embouchure se marque par un comblement progressif et se décline en trois phases principales (Fig.IV-11) :

- **(1) De 1834 à 1875** : L'embouchure est caractérisée par un large plateau intertidal en position interne (*i.e.* à l'est du Havre), recoupé par un système très divagant.
- **(2) De 1875 à 1960** : Les premiers schorres apparaissent latéralement. Ils bordent l'estuaire et surtout persistent pour la première fois depuis 1677 (Fig.IV-7). L'exutoire de la Seine se fixe définitivement entre les bancs longitudinaux d'embouchure. L'amplitude du méandre est moins importante qu'à l'époque « sauvage » (Fig.VI-8). La position plus médiane et ramassée du chenal principal est une des caractéristiques de la phase « construite ». En se raidissant, le chenal s'est raccourci de 4km et approfondi de 2m. Ces premières transformations notables sont contemporaines des premières phases de calibration du fleuve en amont de la Risle (Fig.IV-10). Cette phase s'étale sur une centaine d'années et traduit le comblement progressif de l'embouchure vers l'ouest (*i.e.* vers le domaine marin).
- **(3) De 1960 à l'actuel** : cette dernière période se caractérise par l'apparition des premiers aménagements pour « la zone estuaire » (digues, épis). La configuration de l'estuaire se symétrise suivant un axe est-ouest, matérialisée par le chenal de navigation. Deux grandes barres longitudinales en partie intertidales s'étendent en domaine ouvert. Les barres d'embouchure se développent et progressent rapidement vers le large, soit 25 à 40m/an pour l'isobathe -2m (Delsinne, 2001). Les chenaux latéraux se sont déportés vers l'ouest en divergeant par rapport au chenal central.

page suivante

Figure IV-12 Chronique morphologique de l'embouchure de la Seine depuis 1834(Lambert I). L'estuaire est divisé ici en trois zones liées à l'action de la marée : les zones subtidales, intertidales (0 et +8.3m CMH) et zone continentalisée qui regroupe l'extension naturel du schorre et les aménagements portuaires. La progression des aménagements est également reportée sur chaque carte.



A partir de 1875, l'équilibre et l'égale répartition des surfaces inter- et subtidales pour la zone estuaire est interrompu. La phase de comblement reconnue entre 1875 et 2003 (Fig.IV-12 et 13) se traduit par une diminution irrégulière des surfaces intertidales au profit exclusif du domaine supratidal (Fig.VI-13). En 100 ans, le domaine intertidal a été divisé par cinq, passant de 80 à 16km². Le domaine subtidal reste, quant à lui, à peu près constant (≈ 60 km²). Cette phase est caractérisée par une alternance de période de comblement rapide (1894-1913, 1960-80) et de périodes plus stables. Cette évolution tend à s'amortir depuis 1980. En près de 200 ans, l'embouchure a perdu la moitié de sa superficie (± 100 km²).

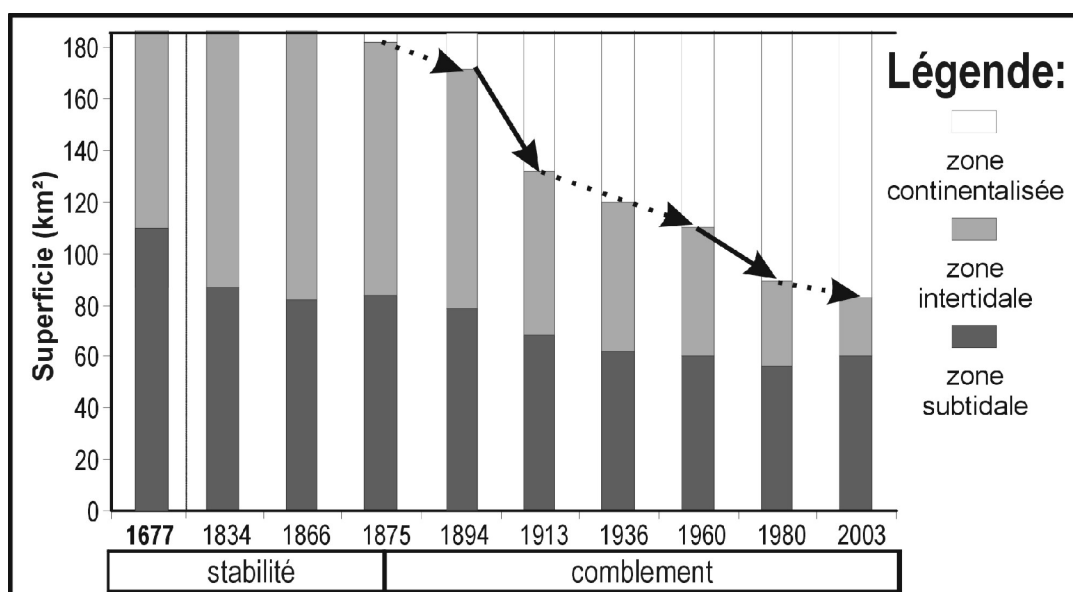


Figure IV-13 Evolution des surfaces sub-, inter- et supratidales depuis 1834 pour la zone de l'estuaire (Fig.IV-5). La superficie initiale est de 185 km². Le pas de temps de 1834 à 2003 est en moyenne de 20 ans. La répartition en 1677 est indiquée pour comparaison.

2. Le domaine intertidal

Comme on vient de le voir, c'est le domaine intertidal qui a le plus évolué au cours du comblement. Cette partie de l'embouchure s'étage entre le 0m et le +8.3m CMH. Son évolution propre donne l'occasion de décrypter précisément le colmatage estuarien.

Le domaine intertidal est divisé arbitrairement en deux zones : zone intertidale inférieure de 0 à +4m et zone intertidale supérieure de +4 à 8.3m CMH (Fig.IV-14).

En 1834 (i.e. estuaire sauvage), la répartition des surfaces est largement déséquilibrée (Fig.IV-14A). L'intertidal inférieur (0 à +4m) représente près de 90% de l'intertidal total. La réduction du domaine intertidal depuis 1875 (Fig.IV-12 et 13) se traduit par une homogénéisation de la répartition des surfaces entre les parties hautes et basses de l'intertidal (Fig.IV-14). En 1866, cette tendance est déjà amorcée. En terme de volume entre 1834 et 1875, le comblement du système se marque par d'importants dépôts entre +2 et +5m CMH (Fig.IV-14B), ne déséquilibrant pas encore la répartition entre les surfaces inter- et subtidales (Fig.IV-13).

La période 1875 à 1894 est une phase charnière. Le domaine intertidal est complètement remanié avec près de 50% d'intertidal supérieur, contre 10% en 1834. A partir de 1913, il ne représente plus que 10% de nouveau. Les dépôts massifs en domaine intertidal se traduisent donc par un exhaussement, permettant à partir de 1913 l'apparition des schorres (Fig.IV-14A). Depuis, les dépôts s'harmonisent à travers tout le domaine intertidal (Fig.IV-14B).

Actuellement, seule la partie la plus basse (0 +2m CMH), correspondant au sommet des barres, tend à être préservée (Fig.IV-12).

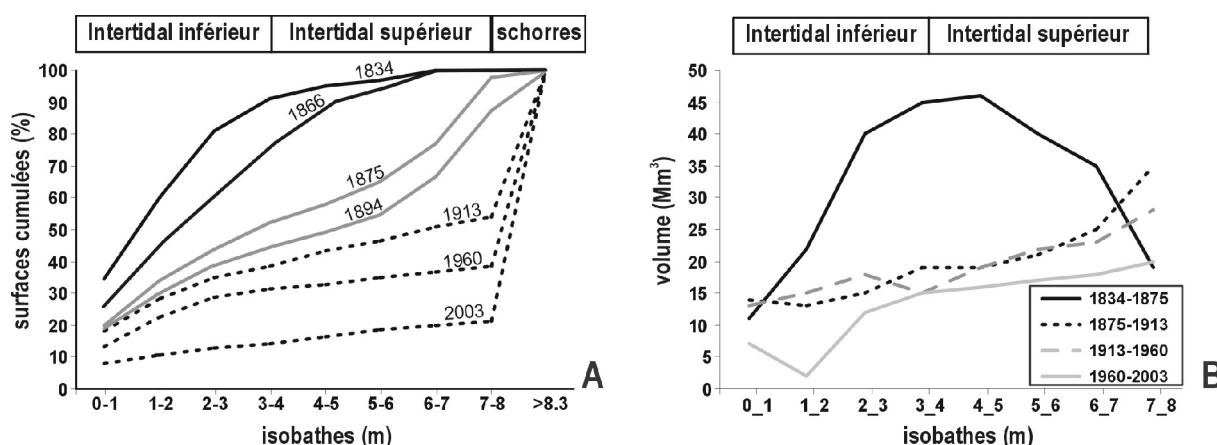


Figure IV-14 Analyse quantitative de l'évolution du domaine intertidal depuis 1834 **A/ En terme de surface** : le domaine intertidal (0-8.3m CMH) a été divisé en deux secteurs : intertidal inférieur de +0 à +4m et supérieur +4 à +8.3m (équidistance 1m). La surface de chaque secteur a été mesurée, rapportée à 100% et cumulée. **B/ En terme de volume** : Le volume déposé entre deux bathymétries (pas de temps d'environ 40 ans) est rapporté pour chacun des secteurs.

Le comblement estuarien reconnu à travers l'évolution des surfaces et volumes intertidaux est donc continu mais pas linéaire (Fig.IV-12 à 14). Les années 1875 à 1894 marquent une phase de transition importante pour l'évolution morphologique estuarienne, se traduisant par un exhaussement général du domaine intertidal.

3. Les sections longitudinales

Le comblement estuarien se caractérise également par la réduction de la largeur de l'embouchure (Fig.IV-15). Les zones intertidales jouent ici le rôle de régulation des sections de l'estuaire. L'examen des sections entre 1834 et 2003 (Fig.IV-15) met à jour quatre faits majeurs :

(1) Une réduction importante de la section mouillée. Elle s'associe au raidissement des bordures de l'estuaire.

(2) Le chenal central se déporte vers le sud, en s'approfondissant à l'amont et se comblant à l'aval.

(3) La pente naturelle d'écoulement du chenal central dans le sens amont-aval de 1834 a été artificiellement modifiée (aménagements, dragages). Le fond du chenal de navigation est régularisé à la côte -6m en 2003.

(4) En 2003, deux grandes barres en partie intertidale ont pris place dans le secteur de l'embouchure (épaisseur environ 6m).

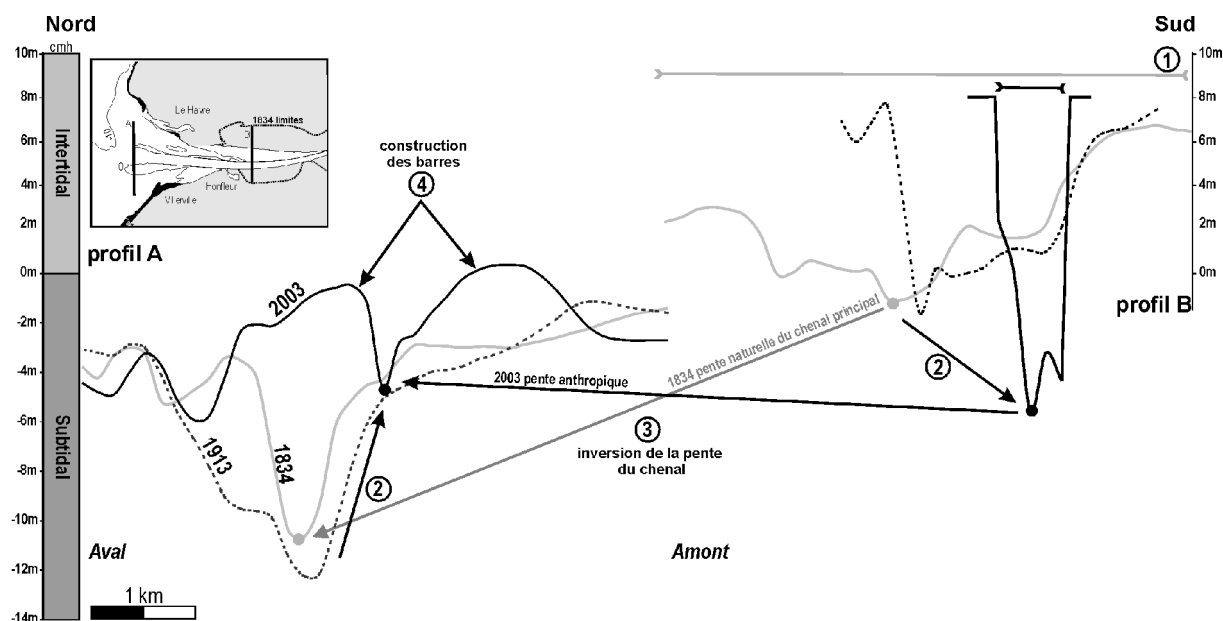


Figure IV-15 Sections longitudinales à travers l'estuaire en domaine marin ouvert: **profil A** et domaine interne: **profil B**.

C. Evolution de la couverture sédimentaire

Le recueil des données sédimentologiques permet de construire cinq cartes de la répartition des sédiments superficiels depuis 1834 (Fig.IV-16). Ces cartes sont des synthèses. Les cartes de 1834 à 1913 sont le résultat de notre interprétation des minutes de sondes. La carte de 2003 est une compilation des données (bennes) prélevées de 1993 à 1996 (Lesourd, 2000; Lesourd, Lesueur *et al.*, 2001). Certaines parties de ces cartes sont inédites et viennent compléter des travaux antérieurs (Laignel, 1991; Lesourd, Lesueur, Brun-Cottan, Auffret, Poupinet et Laignel, 2001; Garnaud, 2002). Chaque carte marque une étape importante du comblement estuarien (Fig.IV-12).

La réalisation des minutes de sondes pouvait prendre plusieurs mois compte tenu du nombre élevé de points de sondes (Garnaud, 2002). Elles ne sont donc pas des images instantanées, mais s'inscrivent dans une tendance. Il est difficile en effet de quantifier la part du caractère saisonnier caractéristique de ce type d'environnement (Avoine, Allen *et al.*, 1981b; Lesourd, Lesueur *et al.*, 2003). L'intérêt est plutôt ici de comparer évolution de la couverture sédimentaire et de la morphologie.

Cette « chronique sédimentaire » se caractérise par l'affinement de la couverture sédimentaire de l'embouchure de la Seine (i.e. « boîte estuaire »).

1834 l'estuaire sauvage : C'est l'état de référence du système. Le méridien le Havre-Villerville sépare à l'est une zone essentiellement constituée de sables fins progressant vers l'ouest sur une semelle de galets. Les sédiments vaseux et silto-vaseux sont cantonnés dans le fond des chenaux et dans la partie orientale de la Baie de Seine. Très peu de sédiments fins persistent à l'amont du Havre, hormis en domaine interne protégé (intertidal supérieur). Seuls 15% de la couverture sédimentaire sont envasés, soit 30km² (Tab.IV-6).

1866-1894 initiation du comblement : Le comblement latéral de l'embouchure est précédé d'un envasement croissant des zones intertidales (Fig.IV-16). Les sédiments fins sont préservés préférentiellement au niveau des zones intertidales supérieures entre +6 et +8m CMH (Tab.IV-6, haute-slikke), traduisant la formation de vasières intertidales. La progression des schorres remplace progressivement ces vasières latérales, induisant un déplacement de la sédimentation fine vers l'axe médian de l'embouchure en 1894.

Les surfaces envasées ont plus que doublé entre 1834 et 1894 (70km²) et représentent alors 35% de la superficie de l'estuaire. En 1913, elles ne représentent plus que de 30km². Cependant rapportées à la taille de l'estuaire, elles correspondent à 20% contre 15% de surfaces envasées en 1834. Cela correspond donc à un envasement.

2003 progression en domaine marin ouvert : L'essentiel de la sédimentation fine s'est translaturée vers l'ouest, en domaine marin ouvert. Une part importante des dépôts fins se situe actuellement au front des barres d'embouchure en domaine subtidal.

Actuellement, les surfaces envasées n'ont pas progressé, représentant 30km² comme en 1913 (Tab.IV-6). Mais encore une fois du fait du comblement de l'estuaire, elles représentent 35% de la surface totale de l'estuaire.

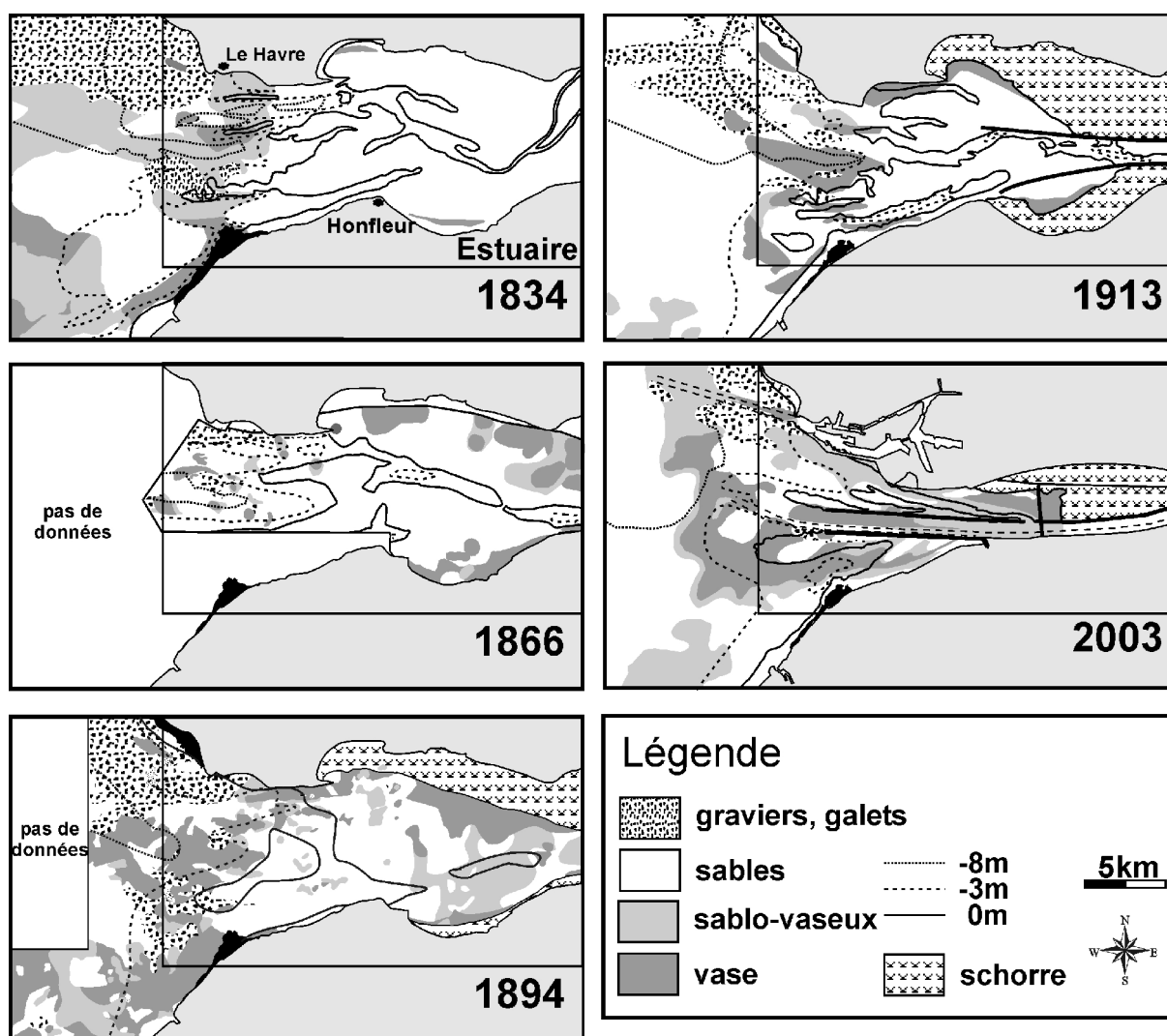


Figure IV-16 Evolution de la couverture sédimentaire de l'embouchure de la Seine depuis 1834. Les cartes de 1834, 1866, 1894 et 1913 sont le résultat de la synthèse des données de plomb suiffé (près d'un millier de points pour chaque carte). La carte de 2003 est de Lesourd *et al.* (2001). C'est une synthèse de missions effectuées entre 1993 et 1996 (compilation de 1100 échantillons). La zone « estuaire » (Loc. Fig.IV-5) est resituée pour la carte de 1834.

Cet affinement de la couverture sédimentaire lié au comblement estuarien est également reconnu pour les estuaires Lune, Ribble et Mersey au nord-ouest de l'Angleterre (O'Connor, 1987) et Ord en Australie (Wolanski, Moore *et al.*, 2001).

	Surfaces vase et sablo-vaseux (km ²)	Surface _{envasée} /Surface _{totale} (%)	S ² intertidal supérieur +4-8m (km ²)
1834	30	15	10
1866	-	-	29
1894	70	35	46
1913	30	20	19
2003	30	35	10

Tableau IV-6 Evolution des zones de sédimentation fine depuis 1834. Les surfaces envasées sont quantifiées et rapportées à la surface totale de la zone estuaire de l'époque (zones subtidale et intertidale) en %. L'évolution des surfaces de l'intertidal supérieur envasée est également quantifiée, traduisant l'évolution des vasières latérales.

La carte inédite de 1894 montre bien que l'affinement global de la couverture sédimentaire de la zone estuaire n'est pas continu. La translation des zones de sédimentation fine d'amont en aval donne lieu à un envasement de la **boîte estuaire**. Ces sédiments fins, aujourd'hui en domaine marin ouvert, ne sont pas en équilibre dans cet environnement très dynamique (Lesourd, 2000). A l'inverse en 1894, la géométrie estuarienne présentait les conditions idéales de développement de vasières (i.e. exhaussement généralisé des fonds en bordure de l'estuaire, Fig.IV-14).

La Baie de Seine, terminaison marin du système estuarien, s'est envasée également de 1834 à 2003 (Garnaud, 2002; Garnaud, Lesueur *et al.*, 2003), en relation avec ce déplacement du pôle de sédimentation fine estuarienne (e.g. Avoine, Allen, Nichols, Salomon et Larssonneur, 1981b; Lesourd, Lesueur, Brun-Cottan, Auffret, Poupinet et Laignel, 2001; Lesueur, Lesourd *et al.*, 2003).

En près de 200 ans, la zone de l'estuaire est passée essentiellement d'un système de vasières intertidales (1866-1894) à une « vasière subtidale » (2003). Le comblement du système se traduit par un déplacement des masses sédimentaires vers le domaine marin (Fig.IV-12), mais aussi par une redistribution des aires de sédimentation, en particulier des sédiments fins (Fig.IV-16). Cette évolution n'est encore une fois pas linéaire.

IV. QUANTIFICATION DU COMPLEMENT ESTUARIEN SEculaire

L'ensemble des cartes bathymétriques a permis dans un premier temps de décrypter l'évolution morphologique de l'estuaire à l'échelle séculaire. Cette évolution est marquée par une phase de comblement presque totale de l'embouchure de la Seine depuis 1834. L'étape suivante est de construire des cartes de différentiels bathymétriques qui vont nous permettre de comparer l'état des fonds à deux époques. Les volumes déposés et érodés peuvent ainsi être quantifiés, ce qui introduit la notion d'intensité des mouvements.

A. Les bilans sédimentaires

1. Principes

Le rôle sédimentaire joué par l'estuaire peut être déterminé grâce aux bilans. Si le volume pénétrant dans l'estuaire (Fig.IV-17 V_p) est égal au volume sortant (V_s), le bilan est équilibré (by-pass). Pour $V_p > V_s$, le bilan est excédentaire (comblement) et pour $V_p < V_s$, le bilan est déficitaire (érosion). Pour chaque différentiel vont être calculés :

- V_e : le volume érodé,
- V_{dr} : le volume déposé en domaines sub-et intertidaux (sédiments remobilisables),
- V_t : le volume en transit,
- V_{dc} : noté ici « compensation », il s'agit des zones définitivement comblées et/ou aménagées qui sortent de la zone d'étude.

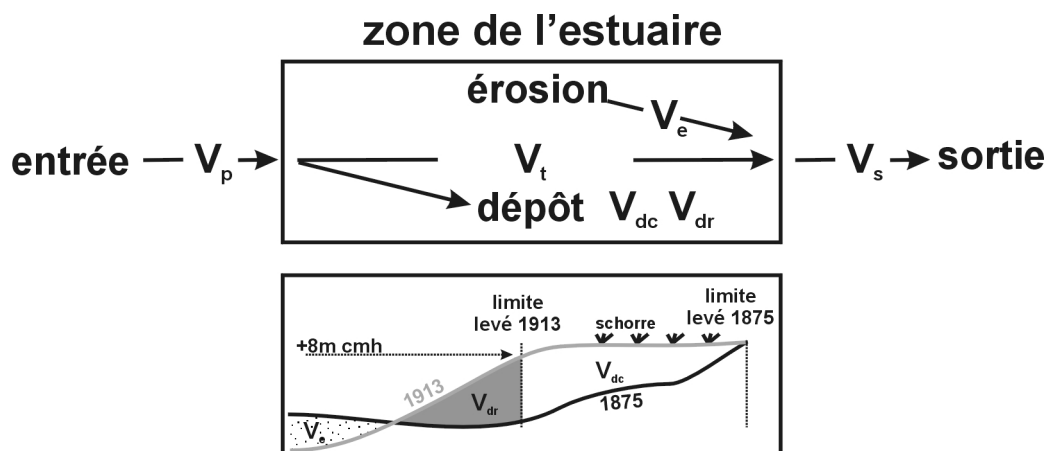


Figure IV-17 Schéma des échanges sédimentaires (d'après Froidefond, 1989) V_p : volume pénétrant dans l'estuaire, V_t : volume en transit, V_d : volume net des dépôts dissocié entre V_{dc} : volume déposé définitivement (compense les zones de schorre qui disparaissent des levés bathymétriques) et V_{dr} : volume déposé remobilisable, V_e : volume net des érosions et V_s : volume sortant de l'estuaire.

Le set de cartes permet d'effectuer cette analyse pour différents pas de temps :

- **pour la zone de l'estuaire** : un différentiel global de 179 ans et des différentiels intermédiaires à 80, 40 et 20 ans
- **pour la zone de l'estuaire étendue** : 5 ans entre 1960 et 2003, annuel à partir de 1995

Les périodes marquantes vont être ainsi définies et analysées.

2. Facteurs à prendre en compte pour l'analyse des différentiels

a) L'influence du pas de temps

Cette partie complète les études dont l'estuaire fait l'objet depuis près de 120 ans (Lennier, 1885; Vigarié, 1964; Alduc, 1978; Avoine, Allen, Nichols, Salomon et Larssonneur, 1981b; Lesourd, 2000). Le set de données élargi de plusieurs cartes permet une analyse à pas de temps presque constant : 80, 40 et 20 ans (Fig.IV-18). L'engraissement total est évalué à $780 \text{ Mm}^3 \pm 30\%$ entre 1834 et 2003 (Fig.IV-19, différentiel global), soit $4.35 \text{ Mm}^3/\text{an}$. Ce volume calculé est très proche des chiffres les plus récents publiés (4.10 à $5.3 \text{ Mm}^3/\text{an}$, Avoine, 1994; Lesourd, 2000). Cette comparaison va être évoquée par la suite (Fig.IV-19).

Lorsqu'on calcule les volumes déposés cumulés dans l'estuaire depuis 1834, en réduisant le pas de temps, les courbes s'éloignent de plus en plus de la droite de référence « 1834-2003 » (Fig.IV-18, différentiel global). Réduire le pas de temps va donc permettre de préciser le déroulement du comblement.

Pour la zone estuaire en 169 ans, plus de sédiments se sont déposés en réalité que ne le reflète la situation en 2003. Par exemple, la différence entre la courbe « 20 ans » et « 169 ans » en 1960 peut atteindre jusqu'à 300 Mm^3 . L'analyse du signal commence à être précise à partir d'un pas de temps de 40 ans. Pour notre étude, ce pas de temps sera utilisé par la suite pour les représentations cartographiques. Cette résolution temporelle est suffisante pour bien percevoir les étapes de construction du système estuarien.

Le pas de 40 ans décrit la tendance générale :

- **1834-1960** : une phase de comblement rapide et continue avec $+6 \text{ Mm}^3/\text{an}$ (Fig.IV-18).
- **1960-2003** : une phase d'équilibre $+0.5 \text{ Mm}^3/\text{an}$.

La courbe « 20 ans » suit cette évolution générale. Les principales différences entre 40 et 20 ans se situent aux extrémités des courbes. Le comblement ne débute réellement qu'en 1875. Entre 1834 et 1866, les dépôts ne sont que de $+3 \text{ Mm}^3/\text{an}$ (courbe 20 ans). Le comblement est marqué par deux paliers de dépôts rapides : 1866-1875 ($+14 \text{ Mm}^3/\text{an}$) et 1894-1913 ($+9 \text{ Mm}^3/\text{an}$). La courbe à 20 ans permet également d'indiquer que le bilan sédimentaire est actuellement déficitaire (1980-2003, $-1.2 \text{ Mm}^3/\text{an}$), alors que la courbe à 40 ans imprime une phase d'équilibre depuis 1960.

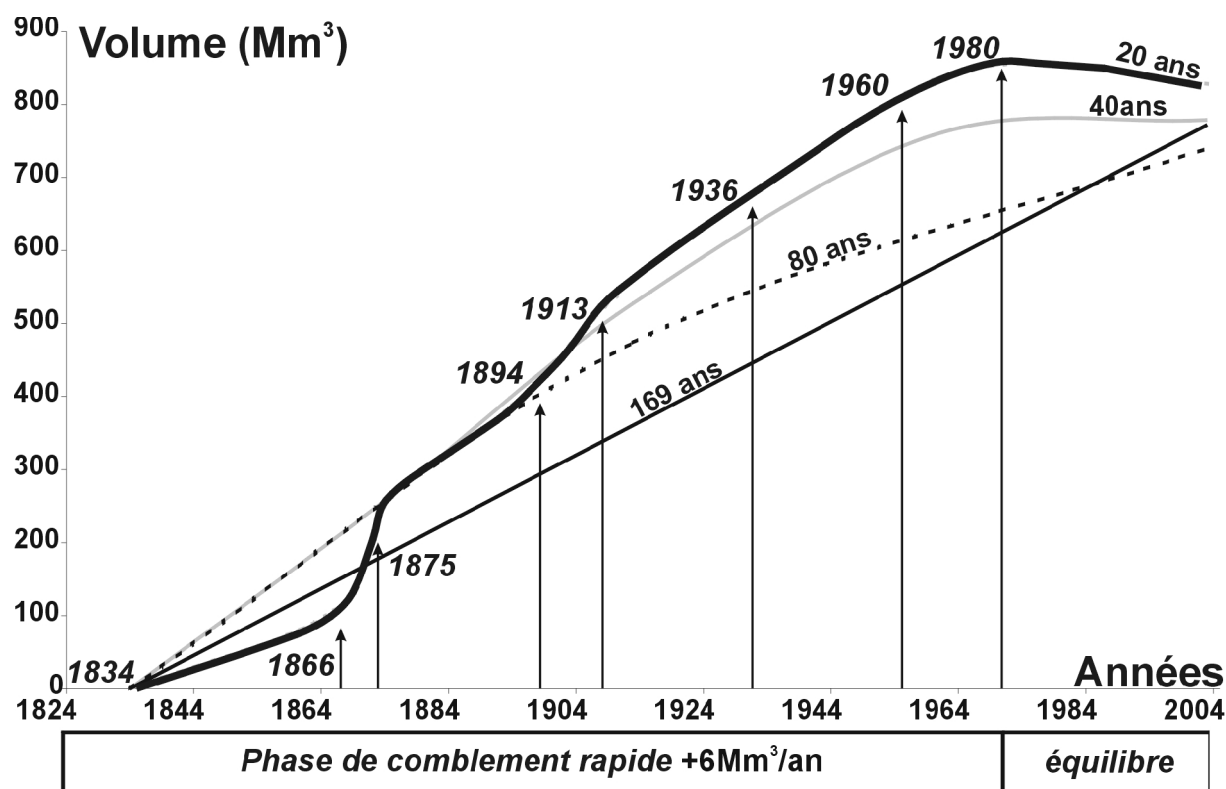


Figure IV-18 Volume cumulé des dépôts dans la zone « estuaire » (Loc. Fig.IV-5) depuis 1834 (année de référence). Les volumes déposés cumulés sont calculés pour quatre pas de temps : 169, 80, 40 et 20 ans.

Les erreurs de mesures de chaque levé bathymétrique s'ajoutent les unes aux autres dans le calcul de ces différentiels. Par conséquent, le volume des dépôts cumulés dans l'estuaire depuis 1834 le moins erroné est potentiellement le différentiel global, ne cumulant que deux erreurs de mesure, celles de 1834 et 2003. A l'inverse, la multiplication des années intermédiaires pour ce calcul (Fig.IV-18) implique l'addition de sources d'erreurs éventuelles. Cependant, le volume cumulé final pour chaque pas de temps ne varie pas de plus de 5%. Ceci avalise la possibilité d'une analyse des données (même anciennes) pour différent pas de temps.

b) Influence de la zone étudiée

Une synthèse des études antérieures sur le colmatage estuarien séculaire permet également de mettre en évidence l'importance de la zone de calcul pour décrire ce type d'évolution (Fig.IV-19). Toutes les études antérieures se terminent à l'ouest par le méridien de la Hève, mais des auteurs comme Avoine (1994) et Vigarié (1964) ont étendu plus à l'est (Quillebeuf) leurs investigations.

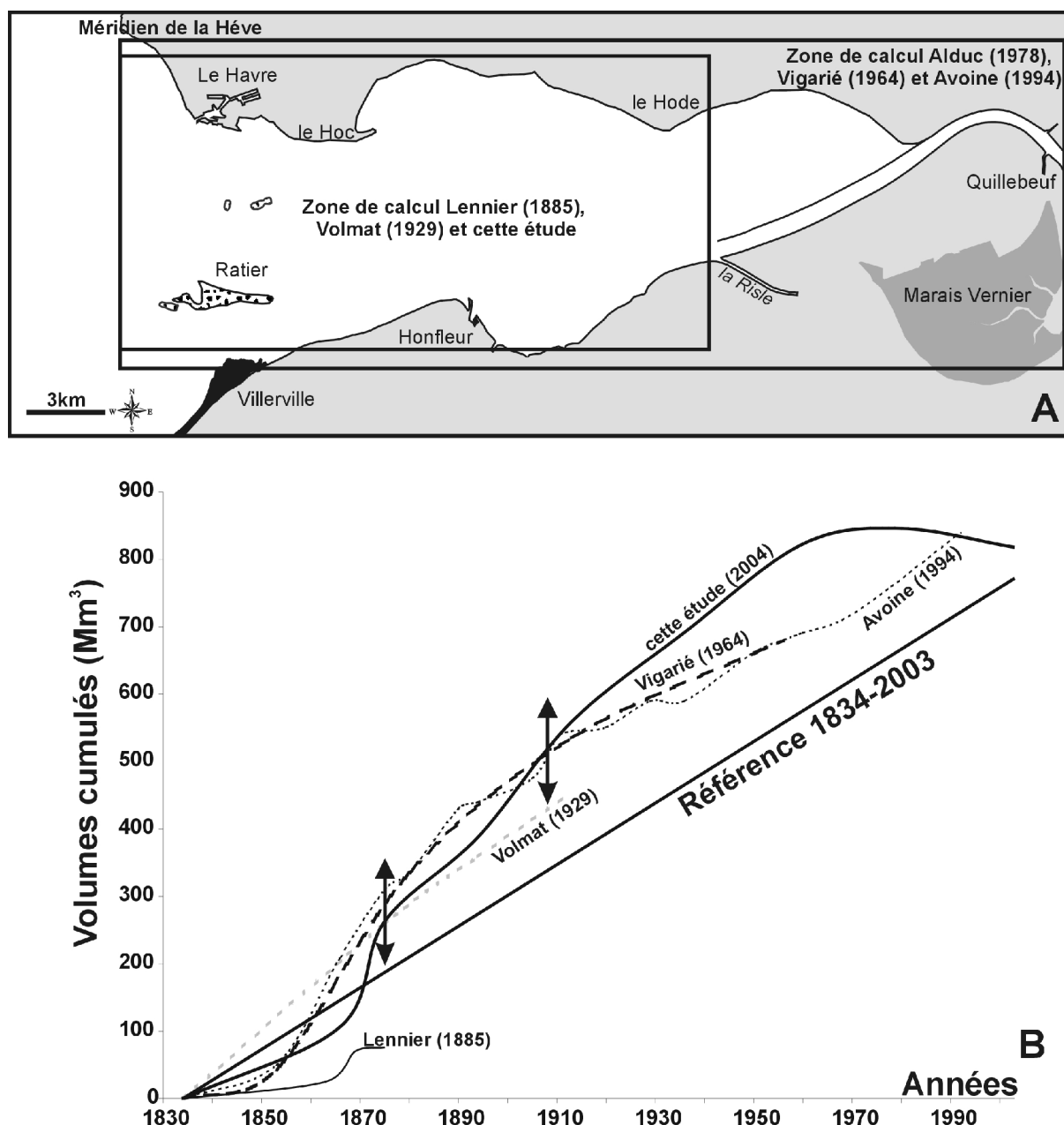


Figure IV-19 Synthèse bibliographique des estimations des volumes cumulés déposés dans l'embouchure de la Seine depuis 1834. **A/** Les secteurs d'études pour les calculs de différentiels bathymétriques. **B/** Volumes cumulés déposés dans l'embouchure calculés par Lennier (1885), Volmat (1929), Vigarié (1964), Avoine (1994) et cette étude (pas de temps 20 ans). Alduc (1978) reprenant les données de Vigarié (1964) n'est ici cité qu'à titre d'information. Les flèches doubles repèrent les points à partir desquels les évolutions divergent selon les auteurs.

Les courbes sont cohérentes entre elles. Cependant, il existe un point d'inversion au début des années 1900 entre les études jusqu'à Quillebeuf (Vigarié, 1964; Avoine, 1994) et celles restreintes à la zone « estuaire » (Lennier, 1885; Volmat, 1929, cette étude). Avant 1900, les courbes divergent nettement. Ceci traduit sans doute d'importants dépôts entre la Risle et Quillebeuf de 1834 à 1913. A partir de 1913 au contraire, les dépôts sont plus importants pour la zone estuaire.

Deux raisons peuvent être évoquées :

- (1) Le comblement entre la Risle et Quillebeuf est terminé au début du XX^{ième} siècle.
- (2) La partie de l'estuaire à l'amont de la Risle ne se limite plus qu'au chenal de navigation en 1913. Or sa cote moyenne est passée de -2.5m à -6.5m CMH en 200 ans (Delouis, 2001). Cette zone en érosion contre-balance les dépôts plus aval.

L'embouchure estuarienne est un milieu très dynamique depuis 1834. D'importants volumes de sédiments s'y sont déposés en 200 ans. L'évolution estuarienne est dominée par un net comblement. Depuis près de 40 ans cependant, le système tend à s'équilibrer. L'analyse des cartes à différentes échelles de temps montre qu'un pas de temps inférieur à 40 ans permet de ne pas sous-estimer les volumes déposés dans l'estuaire. La taille de la zone d'étude est également importante. Le comblement est un processus amont-aval. Le choix de la zone d'étude influe dès lors énormément sur l'analyse.

B. Chronologie du budget sédimentaire

1. Quantification des volumes déposés et érodés

Le budget sédimentaire est positif et stable pour chaque période étudiée de 1834 à 1960 (~260Mm³, Fig.IV-20), traduisant un comblement continu. Cependant, les volumes en jeu sont très différents pour chaque période. Le budget sédimentaire seul paraît être une information limitée. Les volumes déposés et érodés décroissent graduellement de 1834 à 1960. Ceci caractérise une diminution des échanges sédimentaires. Depuis 1875, une part importante (50%) des volumes déposés sont piégés définitivement (compensation : schorres, extension portuaire). Ceci traduit le caractère irréversible du comblement.

A partir de 1960, le bilan est divisé par dix (21Mm³, Fig.IV-20), soit presque nul. En phase de haut niveau marin stable (Larsonneur, 1971; Lambeck, 1997), ce ralentissement est interprété comme le terme de la mise à l'équilibre dynamique estuarienne (O'Connor, 1987; Van der Wal, Pye et Neal, 2002). En 1960-2003, une très forte augmentation de l'érosion va pour la première fois, compenser les volumes déposés.

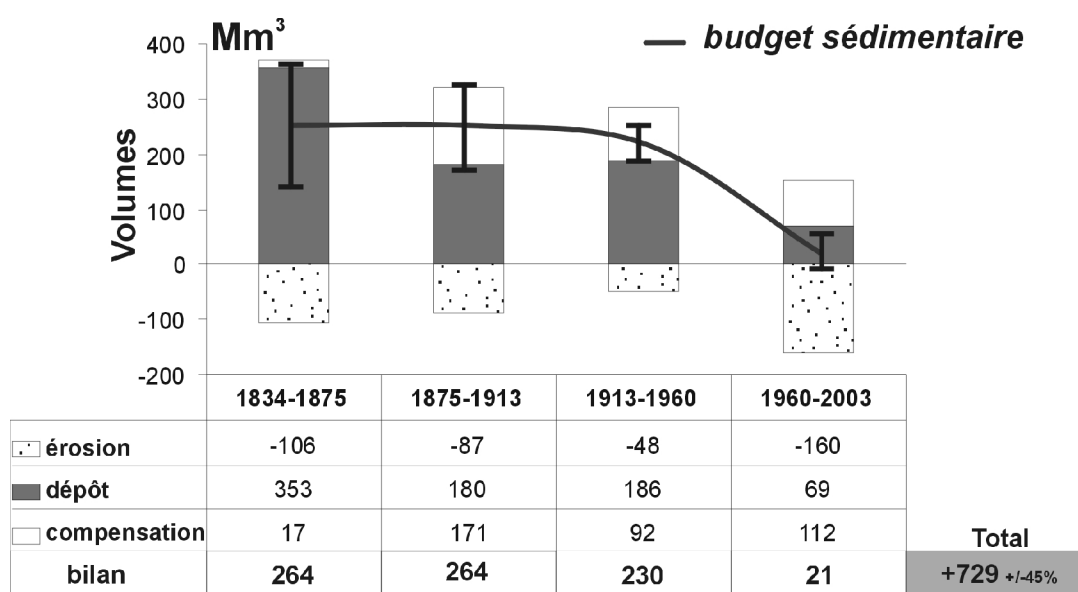


Figure IV-20 Budget sédimentaire pour la zone de l'estuaire (Loc. Fig.IV-5) entre 1834 et 2003 pour un pas de temps d'environ 40 ans. Le budget est décomposé en volumes érodés (V_e), déposés (V_{dr}) et compensés (V_{de} , Fig.IV-17). Le volume d'erreur correspond au rapport entre l'erreur sur z estimée (1m) et la surface de calcul.

2. Répartition des zones de dépôt et d'érosion

Les trois phases de comblement de l'estuaire sont également identifiées au travers de l'analyse des différentiels bathymétriques. Ces différentiels permettent en complément de préciser la répartition des aires de dépôt et d'érosion au cours des trois étapes (Fig.IV-21) :

(1) 1834-1875 : L'essentiel des dépôts se situe en domaine intertidal supérieur, en bordure de l'estuaire. A l'opposé, le domaine subtidal est en érosion.

(2) 1875-1960 : Progressivement les zones en accrétion migrent vers le domaine marin (i.e. ouest), matérialisées par des bancs mobiles et des chenaux. Une partie importante de l'estuaire en amont de Honfleur est alors définitivement comblée.

(3) 1960-2003 : L'essentiel des dépôts se produit maintenant en domaine subtidal au front du système, marquant l'accrétion des bancs longitudinaux. L'érosion se cantonne aux chenaux.

Le comblement estuarien est caractérisé par une zone de dépôt maximum ou dépôt-centre, qui se déplace d'amont en aval (Fig.IV-21B, Avoine, Allen, Nichols, Salomon et Larssonneur, 1981b; Lesourd, 2000). Ce dépôt-centre progresse régulièrement de la Risle vers le Havre depuis 1834. Il peut être subdivisé en deux sous-zones : la continentalisation définitive des bordures de l'estuaire (schorres et aménagements) et les dépôts potentiellement remobilisables en zones inter- et subtidales. En 1960-2003, cette zone de dépôt maximum paraît « sortir » de la zone estuaire à l'ouest. Le bilan sédimentaire est alors presque à l'équilibre sur toute la longueur de l'estuaire, bien que les volumes en jeu soient différents pour chaque boîte.

On peut également noter entre 1875 et 1913, une seconde zone de dépôt important au droit des côtes du Calvados (zone 5), correspondant à un engraissement important de la barre sud.

Singulièrement, le comblement de la zone estuaire est associé à une importante érosion entre 1834 et 1875. Elle se localise alors principalement au front du système (Fig.IV-21B, zone 4 et 5), en opposition géographique avec la zone de dépôt maximum. Par la suite, les zones en érosion se répartissent tout le long de l'estuaire. En 1960-2003, l'érosion reste importante pour la majeure partie des tronçons.

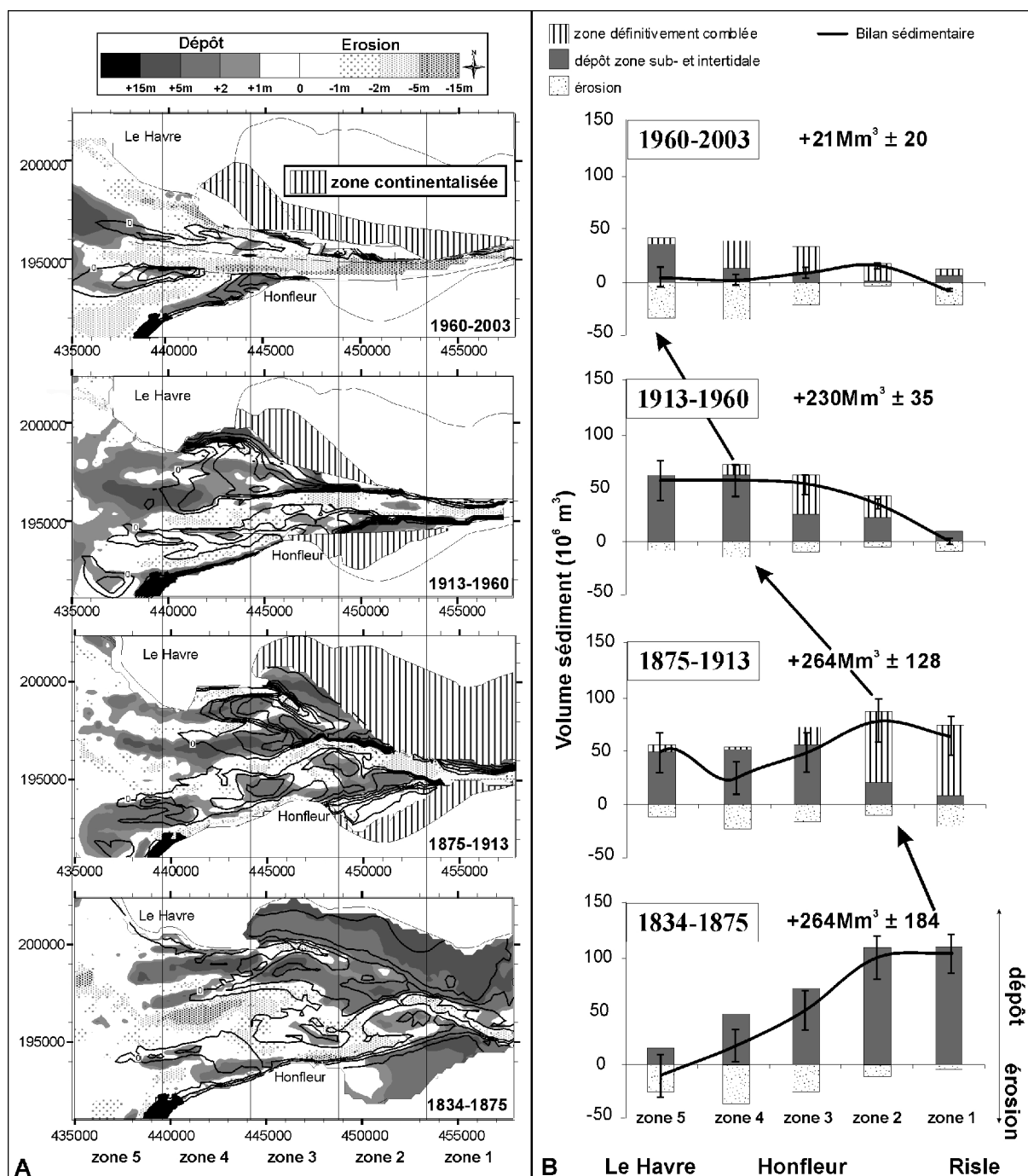


Figure IV-21 Cartes des différentiels bathymétriques. **A/** Représentations des différentiels bathymétriques de 1834 à 2003, pas de temps d'environ 40 ans (Lambert I). Les lignes en gras correspondent à la partie intertidale de la plus récente des deux cartes comparées (0 à +8m CMH). Ces cartes sont divisées en cinq zones égales d'amont en aval. **B/** Répartition spatiale des volumes déposés et érodés dans la zone estuaire pour chaque différentiel bathymétrique. Dans chaque zone de 1 à 5 ont été quantifiés les volumes déposés (V_{dr} et V_{dc}), érodés (V_e) et le bilan sédimentaire. Il est rappelé pour chaque différentiel le budget sédimentaire total (million de m^3). L'erreur pour le bilan est le rapport entre l'erreur sur le z estimée et la surface étudiée. Les flèches indiquent la position de la zone de dépôts maximum (dépôt-centre).

3. Taux de sédimentation de chaque domaine estuarien

Cette cartographie des aires de dépôt-érosion donne l'occasion de quantifier les taux de sédimentation résiduel pour la zone de l'estuaire dans son ensemble, mais également de différencier les zone sub-, inter- et supratidales (Tab.IV-7).

Dans la zone estuaire

- **1834-1960** la phase de comblement correspond à un taux moyen de sédimentation de +3.5cm/an,
- **1960-2003** la phase d'équilibre correspond naturellement à un taux de sédimentation nul.

pour chaque domaine

- **Le domaine subtidal** est quasiment toujours en érosion (excepté 1913-1960), tout particulièrement depuis 1960. Il est d'ailleurs le seul domaine à montrer des taux de sédimentation négatifs (-1 à -4cm/an).
- **Le domaine intertidal** suit l'évolution générale de l'estuaire. Le taux de sédimentation de la zone intertidale décroît jusqu'à 2003 et toujours par palier régulier (~30%).
- **Le domaine supratidal** (i.e. « continentalisé ») se marque par un taux de sédimentation très élevé et croissant (~+8.3cm/an), en relation avec la progression des schorres. Contrairement au domaine intertidal, le taux de sédimentation en supratidal est croissant.

Périodes	zone subtidale		zone intertidale		zone continentalisée		Taux de sédimentation (cm/an)
	S ² (km ²)	(cm/an)	S ² (km ²)	(cm/an)	S ² (km ²)	(cm/an)	
1834-1875	84	-1.3	102	7	2	7.3	3.3
1875-1913	68	-0.7	65	4.5	55	8.2	3.7
1913-1960	59	1	49	4.8	24	8.2	3.7
1960-2003	61	-4.6	20	3.4	28	9.3	0.05

Tableau IV-7 Taux de sédimentation pour chaque différentiel de la figure IV-21 (pas de temps 40 ans). Les taux de sédimentation ont été calculés en différentiant les zones sub-, inter-, supratidale et la zone estuaire. Les surfaces sont ici rappelées pour rétablir l'importance de chaque zone. Le taux de sédimentation pour l'estuaire est le rapport des taux pour chaque zone rapportée à leur surface respective.

4. La période 1960-2003

La période 1960-2003 est une phase clé de l'histoire du comblement estuarien. Cette dernière phase marque l'arrêt du comblement, voire une légère érosion (Fig.IV-18). Le fonctionnement de la « zone estuaire » a évolué. Il semble traduire un état d'équilibre.

Cependant, il semble qu'une partie du dépôt-centre sorte par l'ouest de la boîte jusqu'à présent examinée, la boîte « estuaire » (Fig.IV-21). Depuis 1960, les levés bathymétriques s'étendent plus vers l'ouest et intègrent l'ensemble des barres estuariennes (jusqu'à -5m CMH). Une nouvelle boîte « estuaire étendu » peut donc être définie (Fig.IV-22).

a) l'estuaire étendu

L'estuaire « étendu » correspond à l'extension en mer des levés bathymétriques (Fig.IV-22). Cette zone intègre donc le front des barres et la zone de clapage des sédiments dragués depuis 1970 (Kannik). Cette nouvelle carte de différentiel montre clairement que le dépôt-centre sort de la zone « estuaire », se situant précisément au front des barres du Ratier et d'Amfard (zone 6). Le maximum de dépôts correspond à la zone du Kannik et est donc complètement artificiel. Par conséquent, si le budget calculé pour la zone « estuaire » est à l'équilibre pour 1960-2003 (pas de temps 40 ans, Fig.IV-19 et 20). Il est, par contre, largement positif pour la zone estuaire « étendu » : $+130\text{Mm}^3$, soit $3\text{Mm}^3/\text{an}$. Il reste cependant en-deçà de 30% du taux de comblement calculé entre 1834 et 1960 ($4.35\text{Mm}^3/\text{an}$). L'examen de la boîte « estuaire étendu » montre donc que le comblement continue après 1960, mais qu'il tend à ralentir significativement.

Pour la période 1960-2003, les bordures de l'estuaire et les unités sédimentaires (chenaux et barres) sont relativement contraintes latéralement. L'estuaire étendu peut alors être divisé en cellules morphologiques (e.g. Fig.IV-22, cellule barre Ratier, cellule chenal nord...). Pour chacune d'elles le bilan sédimentaire a été calculé. Il en ressort que les zones en érosion sont représentées par les chenaux et les zones en dépôt par les barres.

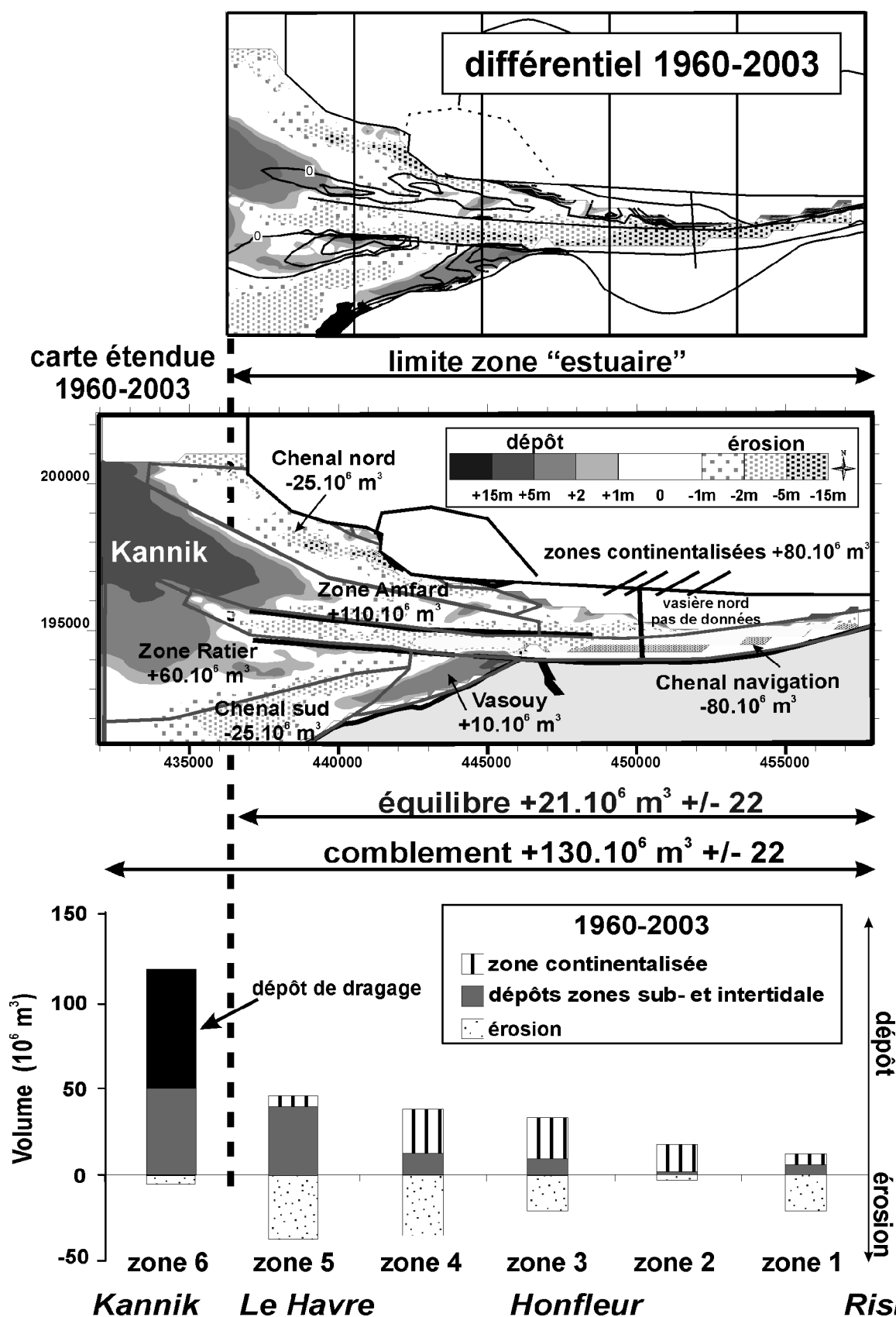


Figure IV-22 Carte de différentiel bathymétrique pour la période 1960-2003 de l'estuaire et l'estuaire étendu (Loc. Fig.IV-5). Les zones 1 à 5 sont les mêmes que pour la figure IV-21. A l'ouest a été ajoutée une zone supplémentaire. Cette zone correspond à l'extension de la zone estuaire. Elle est de même taille que les autres. La zone estuaire étendue est divisée en sept cellules morphologiques pour lesquelles a été quantifié le bilan sédimentaire.

b) Chronique morphologique de la zone estuaire étendu

Les nombreux aménagements (Fig.IV-10) et l'importante mobilité des fonds ont fait que le port de Rouen a effectué pour la période 1960-2003 des levés bathymétriques plus fréquents (5 ans). Actuellement, les zones les plus sensibles sont sondées jusqu'à une fois par semaine, pour optimiser les dragages (Delouis, 2001). La comparaison des relevés bathymétriques pluriannuels entre 1960 et 2000 permet de préciser les étapes les plus récentes de la construction du prisme sédimentaire de l'embouchure. Le même cheminement que pour 1834-2003 a été utilisé : morphologie (surface- S^2), quantification et localisation des mouvements sédimentaires. L'analyse porte sur la période 1960-2000 avec un pas de temps constant de 5 et 10 ans (Fig.IV-23 et 26).

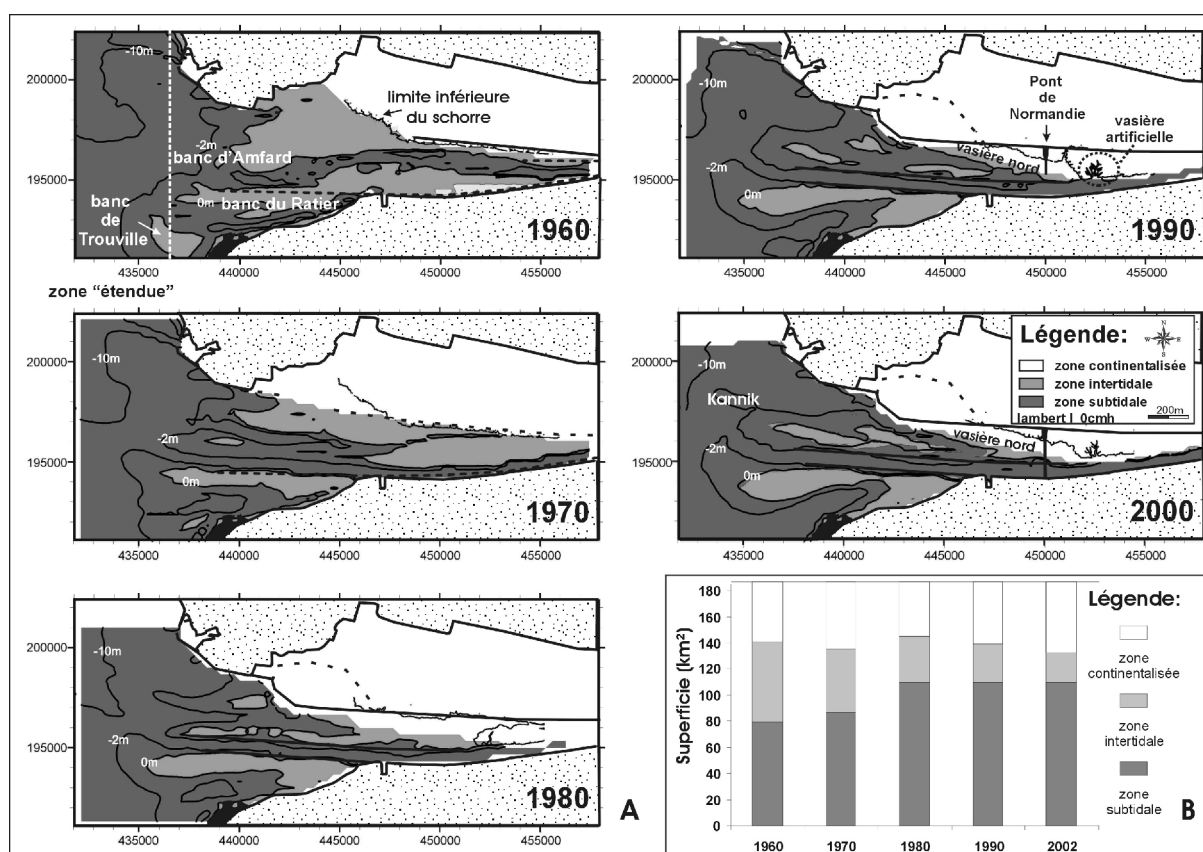


Figure IV-23 Chronique morphologique de l'estuaire depuis 1960 (lambert I). **A/** Comme pour les figures IV-12 et 13, l'évolution morphologique est mise en évidence par la distinction entre les zones sub-, inter- et supratidales. Les données numériques proviennent du port de Rouen (Tab.IV-2). Les cartes retracent également les principales étapes de la dernière grande phase d'aménagement. La limite inférieure du schorre au nord est superposée aux données bathymétriques (levés gps port du Havre digitalisés). **B/** Quantification de l'évolution de chaque type de surface.

Les changements morphologiques sont très significatifs depuis 1960. La dernière phase d'aménagement, la plus importante que l'embouchure ait subi, se marque notamment par la sortie du prisme sédimentaire en domaine marin.

Trois étapes de construction du prisme se distinguent (Fig.IV-23A) :

(1) 1960 à 1970 : Le système évolue très rapidement de manière générale. La morphologie actuelle de la partie sud est héritée de cette époque, relative à la construction de la digue submersible sud en 1959. En effet la barre sud ne fera plus alors qu'engraisser sans modification majeure. Le banc de Trouville, le plus sud, a quant à lui presque totalement disparu. Le chenal central continue de méandriser entre les digues.

(2) 1970 à 1980 : Le système a progressé largement vers l'Ouest. Le chenal principal de navigation a été creusé le long du bord sud (à l'ouest d'Honfleur). Tandis que le chenal « naturel » s'est déporté vers le nord, pour finalement disparaître. En 1980, les digues longitudinales séparent une zone nord très active, d'un secteur sud plus stable.

(3) 1980 à 2000 : L'évolution générale est caractérisée par l'exhaussement marqué des fonds et par la progression de l'isobathe -2m vers l'ouest. En 2000, la zone du Kannik et le banc d'Amfard se sont presque rejoints au niveau de cette cote.

L'embouchure de la Seine présente actuellement une morphologie ouverte sur la mer en barres et chenaux, dans un contexte complètement artificialisé. Les aménagements successifs entre 1950 et 1980 de cette partie de l'estuaire, réalisés pour régulariser le cours du fleuve, ont eu pour principales conséquences (1) la divergence des chenaux latéraux, (2) une progression importante des barres vers la mer (le taux moyen de migration est de 40 m.an⁻¹) et (3) une symétrisation selon un axe E-O figuré par le chenal de navigation.

En terme de superficie (Fig.IV-23B), le domaine intertidal a été divisé par trois, consécutivement au comblement des parties amont. Ce processus tend cependant à s'amortir. A l'opposé, la superficie subtidale a gagné 20km² entre 1960 et 1980, et s'est stabilisée depuis.

c) Evolution de la vasière nord

Depuis 1980, une partie du domaine intertidal en connexion avec le schorre n'est plus cartée (Fig.IV-23B). Cette zone représente la vasière nord, dernière grande vasière latérale de l'estuaire. De part son importance sédimentaire et morphologique c'est une omission assez importante pour cette partie de l'histoire estuarienne, en particulier pour la quantification de bilan sédimentaire. La vasière nord s'est rapidement réduite en à peine 30 ans (Fig.IV-24), dénotant d'importants dépôts à prendre en compte pour pouvoir compléter les cartes de différentiels de 1980 à 2000.

La digitalisation de levés gps du port du Havre permet de suivre l'évolution de la limite de la haute slikke (+7m CMH, Fig.IV-24) représentée par l'extension maximum des herbus. Les levés bathymétriques du port de Rouen donnent en parallèle l'évolution de la basse slikke (~0m CMH). En 1970, la vasière nord représente 8km², soit 1/5 du domaine intertidal.

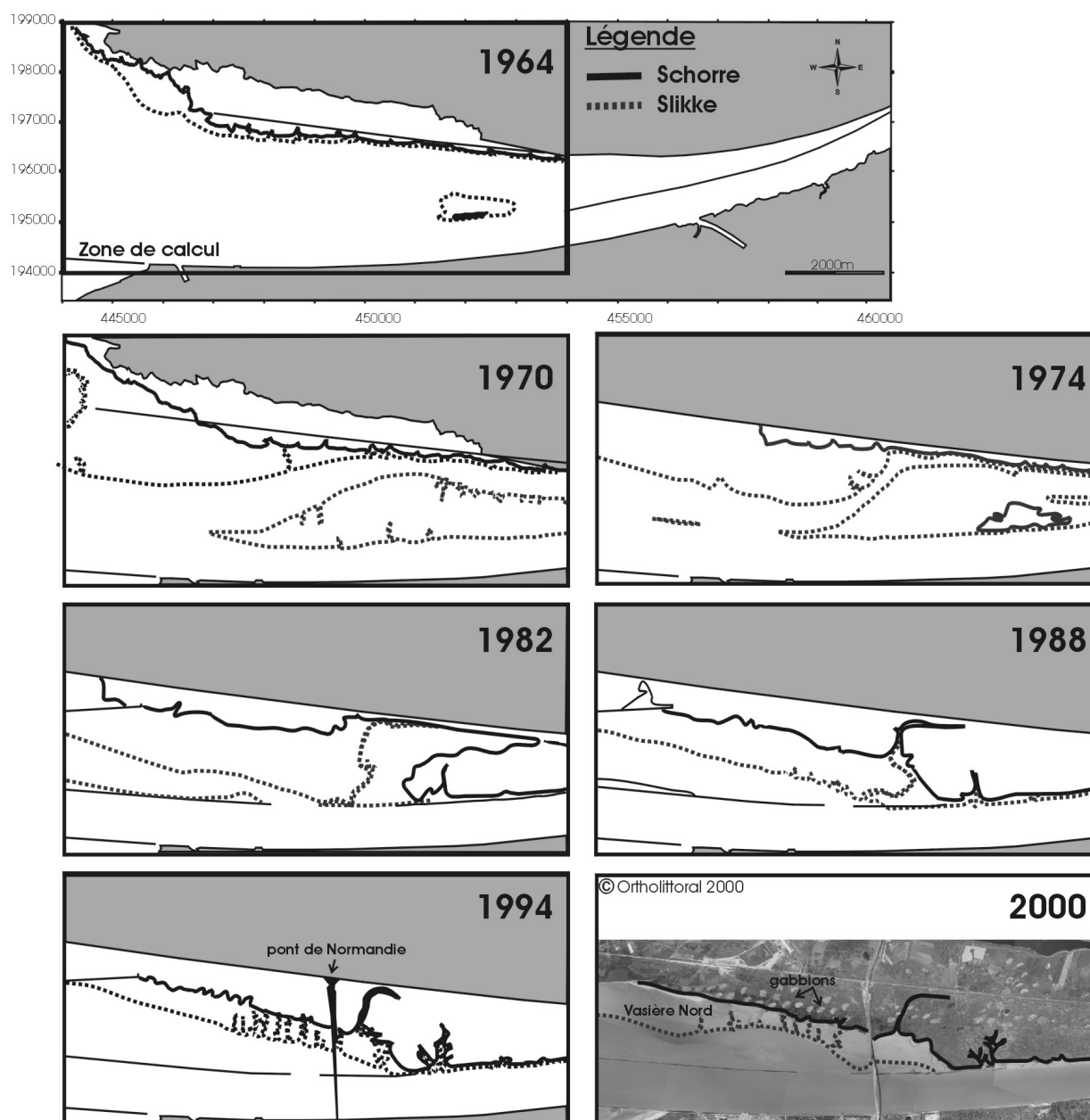


Figure IV-24 Evolution morphologique de la vasière nord et des schorres adjacents de 1960 à 2000. Les données sont la synthèse de levés gps du port du Havre (cartes 1/20000, limites schorres +8.3m CMH), de levés bathymétriques du port de Rouen et d'une mission d'orthophoto (© ortholittoral 2000, <http://siglittoral.3ct.com/>). Les données ne sont pas exhaustives, mais suffisent pour décrire l'évolution de la vasière.

L'évolution morphologique de la vasière nord a déjà fait l'objet d'études à partir des levés du port du Havre (Avoine, Hamm et Migniot, 1996; Hoyez et Cuvilliez, 2001; Lesourd, Lesueur, Brun-Cottan, Auffret, Poupinet et Laignel, 2001). Le but ici n'est pas de s'attarder sur son évolution, mais d'intégrer son histoire à celle de l'ensemble de l'estuaire.

La surface intertidale de la vasière nord représente près de 15km² en 1970 (Fig.IV-24). Depuis cette zone n'a cessé de décroître, tout particulièrement vers les années 1990, avec la construction du pont de Normandie. De plus, une partie de cette vasière est artificielle. L'évolution du schorre et de la vasière n'est pas régulière dans le temps et dans l'espace. La zone intertidale qui se développe depuis 1970 à l'est du pont de Normandie s'est progressivement transformée en schorre. Le secteur occidental plus ouvert est resté plus stable. De 1970 à 2000, la superficie de la vasière nord s'est réduite de 80% (15km² à 3km²).

Les dépôts auraient atteint 3.1Mm³/an entre 1963 et 1986, répartis à peu près de la même façon sur toute la superficie de cette zone. De 1986 à 1994, les dépôts sont estimés à 0.5Mm³/an (Avoine, Hamm et Migniot, 1996). Actuellement, la zone en amont du pont de Normandie est presque complètement colmatée. Ces estimations ont été considérées pour les calculs de différentiels qui suivent (Fig.IV-25).

d) Evolution du bilan sédimentaire (pas de temps 5 ans)

Les volumes mis en jeu décroissent régulièrement depuis 1960, tant pour les dépôts que pour l'érosion sédimentaire qui s'amortissent graduellement (Fig.IV-25). Depuis la fin des années 1980, le bilan sédimentaire est pratiquement nul. Cette analyse plus haute fréquence permet de préciser l'évolution de la période la plus récente marquée, à partir de 1980, par l'arrêt des aménagements et par l'entrée en équilibre du système

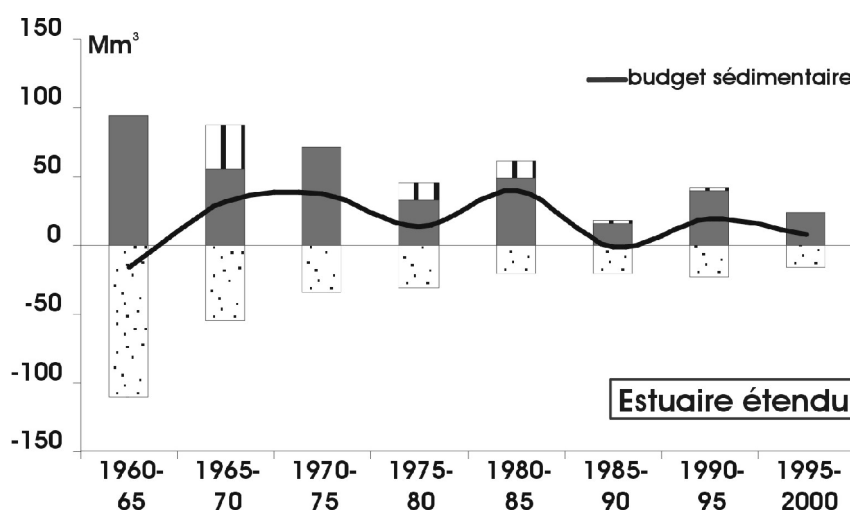


Figure IV-25 Volumes déposés et érodés dans la zone de l'estuaire étendu de 1960 à 2000 (Loc. Fig.IV-5, pas de temps 5 ans, données bathymétriques Port de Rouen).

e) Localisation des aires de dépôt et d'érosion

La distribution des aires de dépôts et d'érosion a varié depuis 1960 (Fig.IV-25). L'érosion se situe principalement dans l'axe des chenaux. Les principales zones de dépôts sont déconnectées entre 1960 et 1970. Une partie en amont correspond au comblement des derniers espaces intertidaux disponibles. Une seconde zone se situe au front des barres. A partir de 1970, le dépôt-centre s'individualise en un point au front du système, marqué par le Kannik. Entre 1980 et 1990, le creusement du nouveau chenal central se fait aux dépens du chenal naturel déplacé plus au nord (Fig.IV-23), qui se comble rapidement. Aujourd'hui, la zone de dépôt de dragage (Kannik) est la principale zone en accrétion, en connexion avec les deux barres longitudinales.

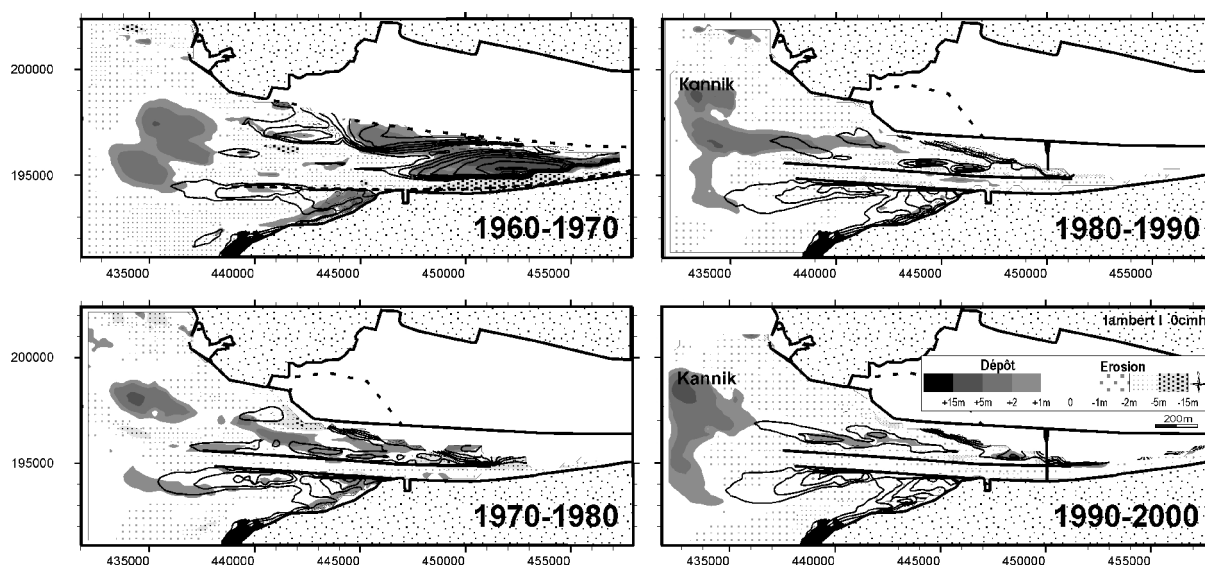


Figure IV-26 Représentations des différentiels bathymétriques de 1960 à 2000, pas de temps 5 ans (Lambert I). Les lignes en gras correspondent à la partie intertidale de la plus récente des deux cartes comparées (0 à +8m CMH).

La morphologie, la couverture sédimentaire et l'hydrodynamisme de l'estuaire ont beaucoup évolué depuis deux siècles. Il est même plus juste de dire drastiquement changée, tant la pression anthropique est forte. Cette évolution peut se résumer par une phase de comblement qui tend aujourd'hui à s'amortir. En 169 ans, la géométrie estuarienne a beaucoup changé. Essentiellement en domaine interne de 1834 à 1960, aujourd'hui le comblement se traduit par la progression en domaine marin ouvert, d'un prisme sédimentaire réduit aux deux barres d'embouchure. La zone de dépôts de dragage du Kannik au front du système tient aussi une part importante dans les dépôts récents. Associée à cette évolution, la couverture sédimentaire s'est également modifiée, marquée principalement par un affinement. Les unités sédimentaires réparties latéralement en phase sauvage se concentrent dorénavant en domaine marin ouvert, au front du système.

Ces données amènent à se poser diverses questions :

- (1) Quels facteurs contrôlent cette évolution pluri-séculaire et dans quelles proportions ?**
- (2) Comment s'est enregistrée au sein du prisme sédimentaire cette phase rapide de comblement, à l'échelle du remplissage holocène ?**

Chapitre V : Discussion

Dans ce travail nous avons essayé de caractériser l'architecture des dépôts préservés à l'embouchure de l'estuaire à partir de données de sismiques THR et de carottages. Ces dépôts correspondent au remplissage Holocène de la paléovallée de la Seine, dont la morphologie incisée est relative à la chute du niveau marin (-18000 ans BP). Une succession de huit unités acoustiques forme la séquence de comblement. En complément de cette analyse long-terme (pluri-millénaire), un set exceptionnel de données bathymétriques permet de préciser l'évolution morphosédimentaire estuarienne depuis 1834, marquée par une pression anthropique constante.

L'ensemble des résultats aboutit à certaines réflexions dont nous allons discuter.

I.	Histoire du comblement Holocène du système Baie-Estuaire.....	136
A.	Remplissage de la Baie de Seine : données lithostratigraphiques	136
1.	Implantation des carottes	136
2.	Les différentes unités lithostratigraphiques.....	136
3.	Interprétation en terme d'environnement de dépôts	137
B.	Corrélation des séquences de dépôts Baie-estuaire	139
C.	Caractéristiques du comblement de la paléovallée de la Seine.....	141
II.	Le comblement actuel de l'estuaire de la Seine.....	143
A.	L'espace disponible	143
B.	L'origine des sédiments du comblement estuarien séculaire.....	144
1.	L'érosion de la Baie de Seine	144
2.	Estimation des stocks.....	146
3.	L'affinement de la couverture sédimentaire	147
C.	La pression anthropique	148
1.	Impact des aménagements	149
2.	Impact des dragages.....	150
D.	Le contrôle climatique	153
1.	Impact de la NAO sur l'évolution récente du système.....	153
2.	Cartographie de la NAO en France	154
3.	Prévisions de l'évolution à très court-terme	155
E.	Comparaison avec d'autres estuaires	156
III.	Apports des bathymétries anciennes à ce type d'étude	157
A.	Retrouver les paléoformes	158
B.	Zone acoustique sourde et dépacentre	159
C.	Replacer des lignes temps au sein du prisme	159
IV.	Enregistrement sédimentaire du forçage climatique.....	161

I. HISTOIRE DU COMBLEMENT HOLOCENE DU SYSTEME BAIE-ESTUAIRE

Les estuaires du littoral français peuvent être sommairement divisés en deux zones :

- Au sud, la façade Atlantique sujette aux longues houles provenant de l'Atlantique,
- Au nord, la Manche est caractérisée par les systèmes estuaire-baie mégatidaux du Mont-Saint-Michel et de la Seine.

Dans le second cas, la baie constitue le continuum vers l'est du système estuarien. Formant un seul et même ensemble, il apparaît important de reconstituer l'histoire du système baie-estuaire. Des travaux antérieurs, dans la partie orientale de la Baie de Seine, permettent de définir une séquence de comblement holocène pour cette zone (Garnaud, 2002; Garnaud, Lesueur *et al.*, 2003). La corrélation de l'enregistrement de la Baie et de l'embouchure donne pour la première fois l'occasion de reconstituer l'histoire holocène pour l'ensemble du système aval de la Seine.

A. Remplissage de la Baie de Seine : données lithostratigraphiques

1. Implantation des carottes

L'analyse du remplissage repose sur les études antérieures de carottes prélevées en domaine subtidal aux abords des côtes du Calvados entre -5 et -10m CMH (Avoine, 1994; Garnaud, 2002, Fig.V-1). Les carottes ici retenues sont disposées selon des radiales perpendiculaires à la ligne de rivage entre la Touques (Trouville) et la Dives (Cabourg). Elles se situent dans un secteur actuellement en érosion (Avoine, 1981a; Auffret et d'Ozouville, 1985; Garnaud, Lesueur *et al.*, 2005, cette étude), où affleurent des argiles reliques, le plus souvent sous la forme de micro-reliefs. Ces vases fossiles datent du Boréal à l'Atlantique (-8500 à -4000 ans BP) et sont particulièrement compactes (Avoine, 1981a; 1994; Garnaud, 2002; Garnaud, Lesueur, Clet, Lesourd, Garlan, Lafite et Brun-Cottan, 2003). Elles sont localement recoupées par des sillons coquilliers, structure cross-shore d'une vingtaine de mètres de longueur et de 0.5m de profondeur. Ces structures ont été reconnues par deux fois lors de mission sonar dans le secteur (Auffret et d'Ozouville, 1985; Garnaud, Lesueur et Garlan, 2005).

Dans cette zone, la couverture sédimentaire est d'environ 5m (Fig.III-4), les radiales recoupant le replat formé par le bed-rock (Fig.V-1A2).

2. Les différentes unités lithostratigraphiques

Trois unités sédimentaires ont été décrites par Garnaud (2003, 2005), correspondant à des lithofaciès distincts. Ces trois unités forment la séquence de comblement holocène préservée de la Baie, identifiée à partir de 13 carottes, dont 5 ici sont présentées (Fig.V-1C).

Ua : Cette unité prélevée à la base des carottes les plus longues se situe entre -16m (Fig.V-1C, vk17) et -6m CMH (vk12). Son épaisseur est d'au moins 2m pour la carotte la plus au large, dans le sens où la base de l'unité n'est jamais atteinte. Le faciès correspondant se caractérise par des sédiments fins, riche en matière organique végétale. Le taux de carbonates pour cette unité est quasi-nul. A la base se trouve une argile blanche et au sommet un niveau de tourbe. L'unité est datée du Préboréal. Le niveau de tourbe du sommet est une surface diachrone datée entre -9250 ans BP au large (vk17, Fig.V-1C) et -7990 ans BP à la côte (vk12, Fig.V-1C).

Ub : L'unité b est caractérisée par une argile homogène compacte, de couleur typiquement gris-bleuté. Elle est riche en radicelles de végétaux et de nombreux débris ligneux. La bioturbation est parfois abondante. Ce faciès fin est localement recoupé par des passées de sables fins. Cette unité est épaisse d'environ 2m et se situe entre -12 et -4m CMH. Elle s'est développée à l'aplomb du plateau formé par le bed-rock (Fig.V-1). Ub date de la fin du Préboréal à la fin de l'Atlantique (-9250 à -4010 ans BP). Le toit de Ub est une surface d'érosion majeure, marquée par un dépôt coquillier. Cette surface est également diachrone (-6530 à -4010 ans BP, 2188 et vk12), plus jeune vers la côte en s'élevant topographiquement.

Uc : L'unité c est un ensemble composé de lamines sablo-vaseuses. Cette unité peu épaisse n'excède pas 1m. Elle est datée entre -6530 ans BP (carotte 2188) et -1260 ans BP (vk12).

L'ensemble est en partie couvert par un niveau de sables moyens coquilliers d'une cinquantaine de centimètres.

3. *Interprétation en terme d'environnement de dépôts*

Les analyses lithologique (Garnaud, 2002), palynologique (M. Clet) et des assemblages de diatomées (Hermier, 2005) permettent de reconstituer les différents environnements qui se sont succédés dans cette partie du système. La séquence sédimentaire est comme pour l'embouchure, d'âge Holocène. En effet, le bed-rock n'est jamais atteint. Cependant, la base de l'unité Ua n'en est certainement pas très loin (Garnaud, 2002, Fig.V-1B).

Ua est interprété comme un système de plaine d'inondation à marécage. Elle s'est mise en place au tout début de la transgression (Fig.V-1A). Reposant en concordance au-dessus, Ub correspond à un environnement protégé, type marais maritime. Les passées sableuses sont interprétées par Garnaud (2002) comme étant des épisodes « d'over-wash ». Uc représente dans ce contexte la partie distale de la dynamique estuarienne (Garnaud *et al*, 2003). Ces dépôts à caractère tidal sont actuellement tronqués par une surface d'érosion par les vagues, laquelle peut même atteindre en certains lieux les argiles gris-bleutées du début de l'Holocène (Fig.V-1B).

La reconstitution géométrique des trois unités reconnues montre que Ub représente la part la plus importante préservée de la séquence holocène de cette partie de la Baie, en terme de volume (Fig.V-1B).

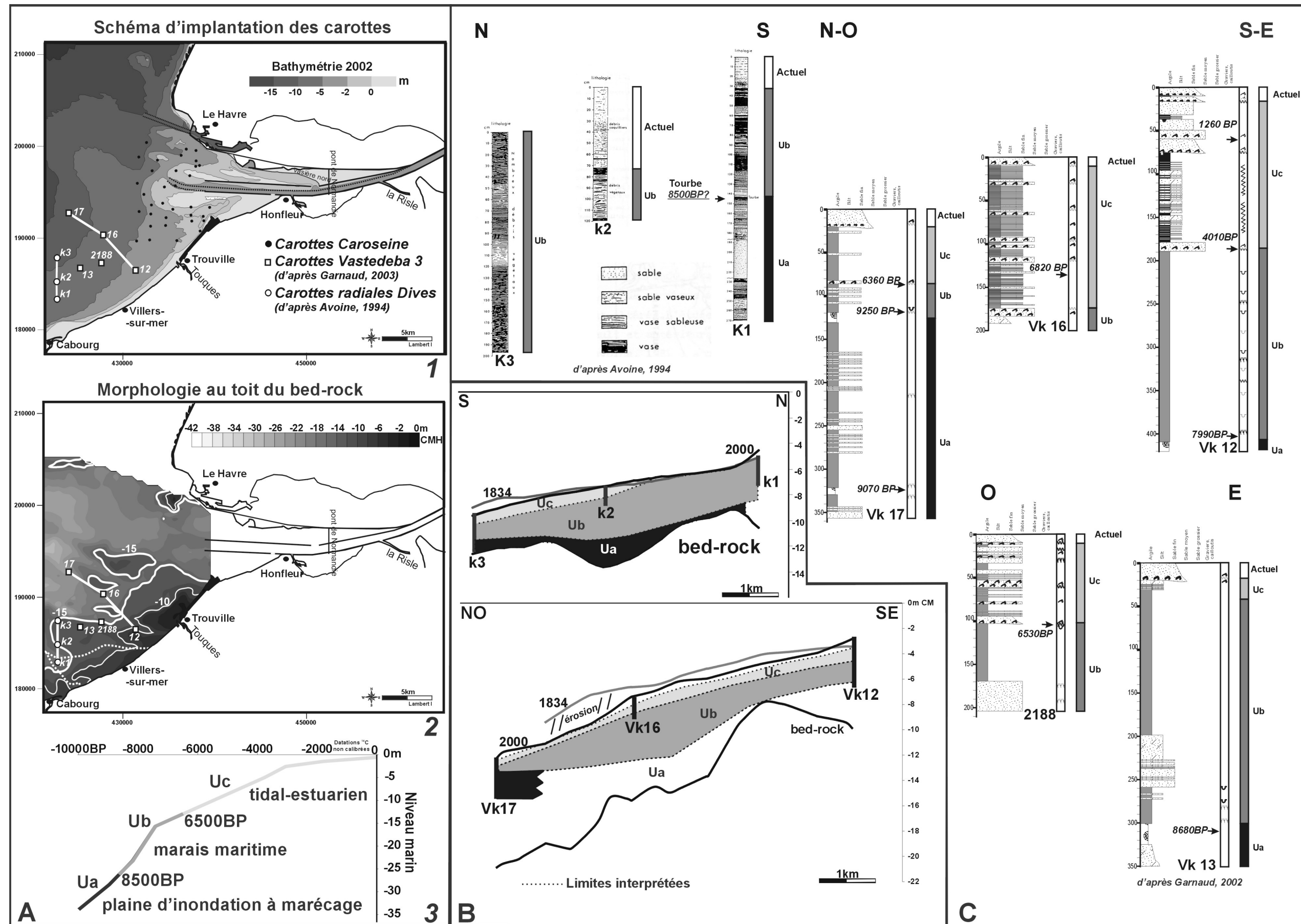


Figure V-1 Différentes unités lithostratigraphiques décrites en Baie de Seine à partir d'une sélection de carottes datées au ^{14}C (âges calibrés, Tab.III-2). **A/** Schéma d'implantation des carottes sur (1) la carte bathymétrique et (2) la carte de la morphologie du Bed-rock. (3) L'interprétation en terme d'environnements de dépôts faite par Garnaud (2002) est replacée dans le contexte de la transgression holocène. **B/** Géométrie des unités reconnues. **C/** Logs sédimentaires des carottes le long des deux transects perpendiculaires à la côte. (k1-2-3 d'après Avoine, 1994; vk12-13-16-17 et 2188 d'après Garnaud, 2002).

B. Corrélation des séquences de dépôts Baie-estuaire

L'analyse palynologique (M. Clet) comparée de la carotte vk52 (estuaire, Loc. Fig.III-18A) et des carottes vk12-2188 (Baie, Loc Fig.V-1A) montrent dans un premier temps le diachronisme entre les unités décrites en sismique pour l'estuaire et en carottes pour la Baie (Fig.V-2). L'unité U3 de l'estuaire est contemporaine des unités a-b de la Baie et les unités U4-5 de la fin de Ub et de Uc (Fig.V-2 et 3).

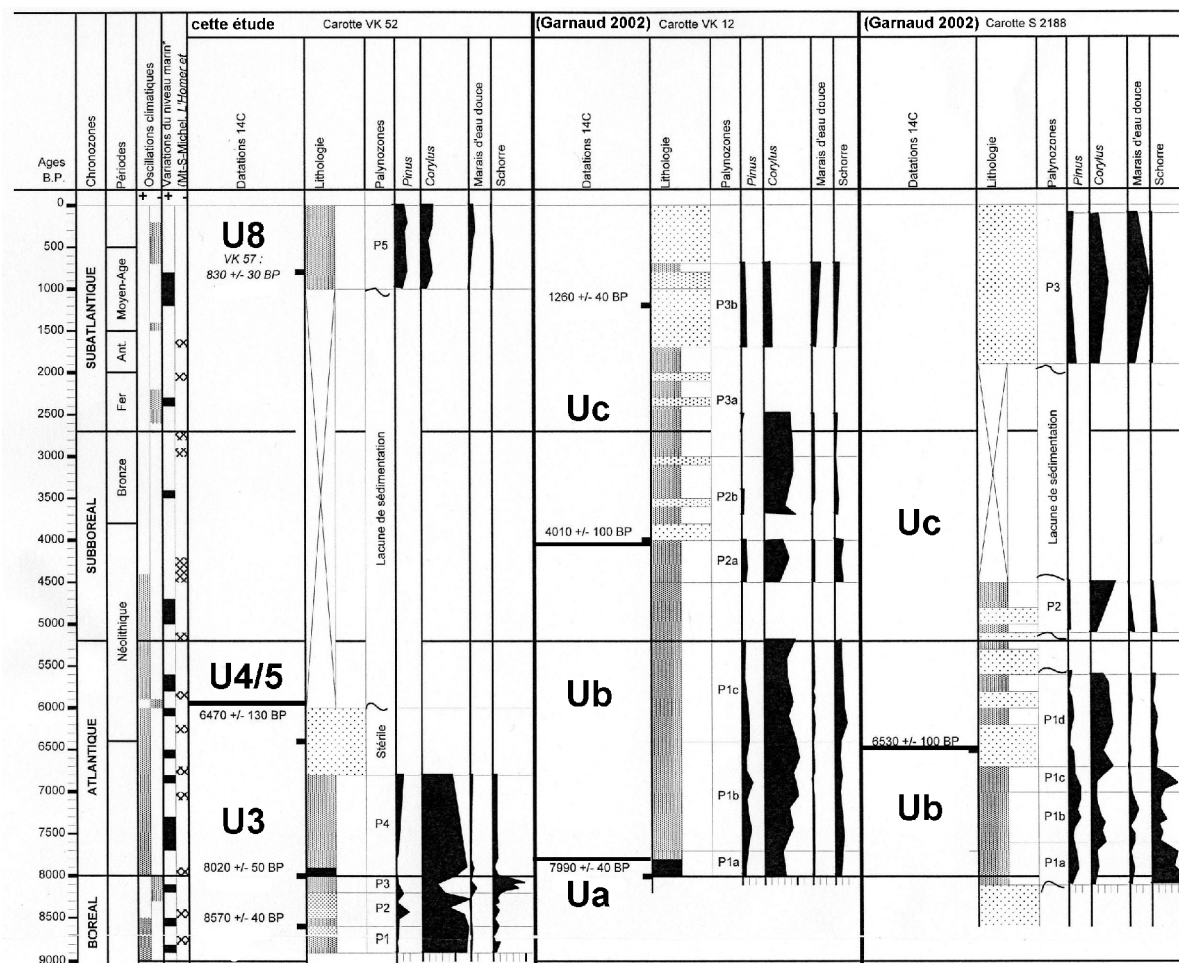


Figure V-2 Comparaison de l'analyse palynologique de trois carottes prélevées dans le système Baie-estuaire de la Seine (M. Clet, laboratoire M2C Caen). Les unités décrites en sismique pour l'estuaire (vk52, Loc. Fig.III-18A) et en terme de faciès sédimentaire pour la Baie (2188 et vk12, Loc. Fig.V-1 d'après Garnaud, 2002) sont rappelées. Les palynozones sont propres à chaque carotte et ne doivent pas être corrélées.

L'ensemble des données sédimentaires acquises dans la Baie et l'embouchure estuarienne permet de corréler les séquences de dépôt synthétiques des deux environnements (Pour la Baie d'après Garnaud, Lesueur, Clet, Lesourd, Garlan, Lafite et Brun-Cottan, 2003 Fig.V-3, pour l'embouchure cette étude Fig.III-33A). Une estimation du volume des unités reconnues dans la Baie et l'embouchure (Fig.V-3) montre que Ub (marais maritime, -9250 à -4000 ans BP) représente la part préservée la plus importante pour la Baie et U5-6 (chenaux et bancs estuariens) pour l'embouchure estuarienne.

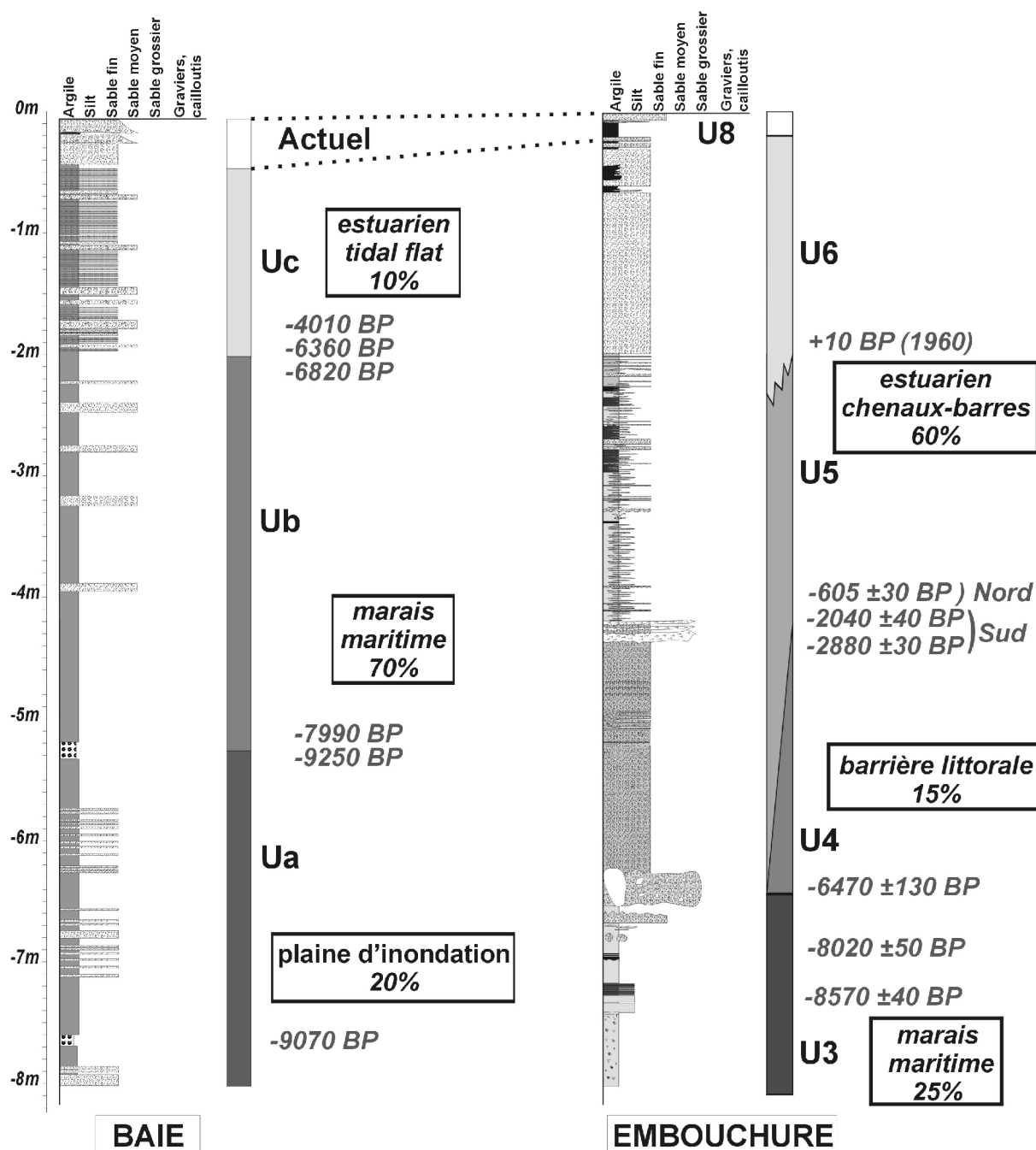


Figure V-3 Corrélation entre les séquences sédimentaires synthétiques du remplissage holocène décrites pour la partie orientale de la Baie de Seine (d'après Garnaud, 2002; Garnaud, Lesueur, Clet, Lesourd, Garlan, Lafite et Brun-Cottan, 2003) et pour l'embouchure estuarienne, à partir des datations ^{14}C . La part de chaque unité a été estimée à titre de comparaison.

Pour la Baie, la part la plus importante du remplissage s'est mise en place au début de la transgression holocène (Fig.V-4). Un système de marais maritime s'est progressivement développé sur le plateau entre -15 et -3m CMH (Fig.V-1). Ce corps est graduellement plus jeune du large vers la côte. Cette évolution traduit le recul progressif vers l'est du trait de côte, au cours de la phase rapide de la transgression.

Le toit de cette unité est une surface d'érosion majeure, en moyenne datée vers -6500 ans BP (Fig.V-1). Cette date correspond approximativement au seuil d'ennoiement total de la Baie (Fig.III-7A). L'unité b perdure localement près de la côte (vk12, Fig.V-1) au moins jusqu'à -4000 ans BP.

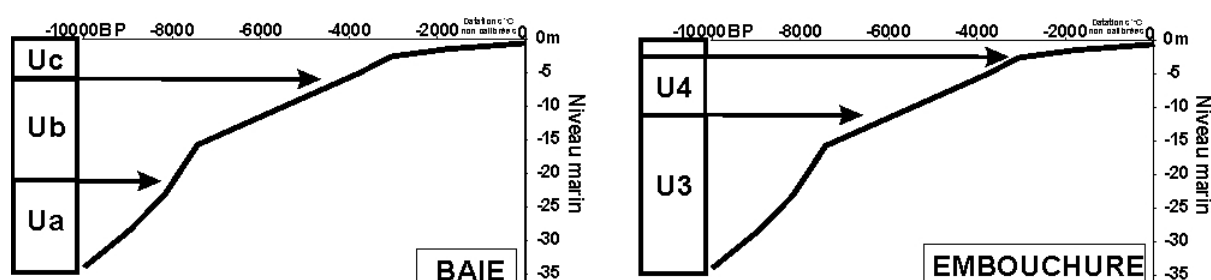


Figure V-4 Historique de la mise en place des unités de la Baie et de l'embouchure, en relation avec l'élévation du niveau marin au cours de l'Holocène.

Les corrélations géométriques entre la Baie et l'embouchure n'ont pas encore été étudiées sur le terrain. Mais au vu des éléments à notre disposition, il est possible de proposer un schéma du passage latéral entre l'estuaire et la Baie adjacente (Fig.V-5). L'épaisseur maximum observée de U4 en sismique (environ 4m) correspond à la terminaison vers le nord de Ub (Fig.V-5), que l'on peut assimiler à U3. U4 prograde sur Ub à partir de -6500 ans BP, jusqu'au moins -3000 ans BP. L'ensemble est ensuite raviné par la dynamique tidale, matérialisée par des chenaux à l'embouchure et par la houle en un système de shoreface pour la Baie.

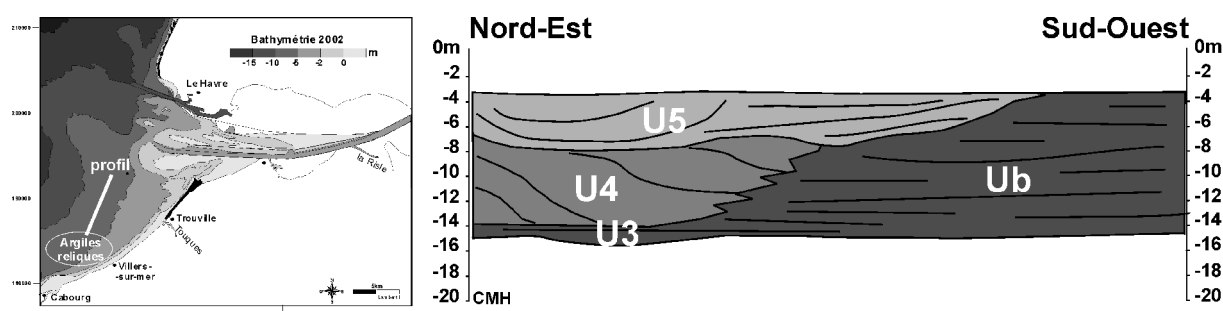


Figure V-5 Schéma des relations géométriques entre les unités reconnues pour la Baie et pour l'embouchure estuarienne. Le profil est localisé sur la carte bathymétrique, ainsi que la zone où affleurent les argiles gris-bleuté (Ub) actuellement en érosion (Auffret et d'Ozouville, 1985; Garnaud, Lesueur et Garlan, 2005).

C. Caractéristiques du comblement de la paléovallée de la Seine

De nombreuses études décrivent le remplissage de vallées incisées (e.g. Allen et Posamentier, 1993; Ashley et Sheridan, 1994; Zaitlin, Dalrymple *et al.*, 1994; Foyle et Oertel, 1997; Menier, Goubert *et al.*, 2001; Weber, 2004). Dans le contexte de marge stable non subsidente de la zone d'étude, quatre caractéristiques peuvent varier : (1) la morphologie de la vallée, (2) la séquence de comblement, (3) l'origine et le volume des sédiments et (4) les facteurs de contrôle.

a) La morphologie de la vallée

Ashley et Sheridan (1994) ont établi une classification des vallées incisées basée sur les dimensions des vallées (largueur et profondeur). A partir de cette terminologie, la paléovallée de la Seine se place dans la catégorie des « grandes vallées » (larg. 4 à 20km, prof. 20 à 40m).

Une spécificité de la zone étudiée est le replat formé par le bed-rock (plateau du Calvados), au sud en continuité latérale de la paléovallée (Fig.III-6). Cette morphologie héritée a joué un rôle important dans la mise en place et la préservation de différents corps sédimentaires : le système de barrière littorale pour l'embouchure (Fig.III-36) et le marais maritime de la Baie sud orientale (Ub, Fig.V-1).

b) La séquence de comblement

-Le *prisme de bas niveau* est principalement composé de galets et graviers reconnus en forages, vraisemblablement d'origine alluviale (Guyader, 1977).

-Le *système transgressif estuarien* est caractérisé en bordure de l'incision principalement par des sédiments transgressifs, passant latéralement à des sables marins de couleur gris-vert.

-Le *prisme de haut niveau* est constitué d'un système de barrière décrit au sud et également constitué de ces sables verts. Les sédiments déposés en arrière de la barrière, bien que non carottés, présentent un faciès acoustique marqué par des réflecteurs de plus haute fréquence, traduisant une sédimentation plus fine. L'ensemble chenaux-barres est caractérisé par des dépôts sablo-vaseux estuariens.

c) L'âge de la séquence de comblement

Le remplissage de la vallée de la Seine est dit « simple », car il correspond à un seul cycle de variation du niveau marin (d'après la terminologie de Zaitlin, Dalrymple et Boyd, 1994). La deuxième catégorie de remplissage dite « composite » enregistre plusieurs cycles de variation du niveau de la mer. La séquence stratigraphique décrite donc à l'embouchure de la Seine se traduit par la mise en place de dépôts d'âge Holocène (Weichséliens à la base). Ceci implique que la séquence antérieure a été remaniée au cours de la dernière chute du niveau marin. En fait, les cycles antérieurs ont été pour partie préservés en l'amont de l'embouchure, mais ç une altitude plus élevés que celle de la plaine actuelle (e.g. Lautridou, Auffret *et al.*, 1999)

L'organisation des unités du remplissage de l'embouchure de la Seine est comparable au modèle de remplissage de grande vallée (Ashley et Sheridan, 1994), comme celui de la Gironde (Fig.V-6, Allen, 1991; Allen et Posamentier, 1993; 1994). Système mixte dominé par la marée et la houle, le prisme sédimentaire de l'embouchure de la Gironde s'est mis en place au cours de l'Holocène et n'enregistre également qu'une seule séquence (Allen et Posamentier, 1994).

d) Facteurs de contrôle

La séquence de comblement forme une seule entité, pour laquelle le facteur de contrôle principal est la vitesse de transgression. Il n'a pas été possible de déconvoluer le facteur climatique à cette échelle de temps. Les apports sédimentaires démontrent la présence de deux stocks de matériaux disponibles : marin et fluvial, dont une grande partie doit être héritée.

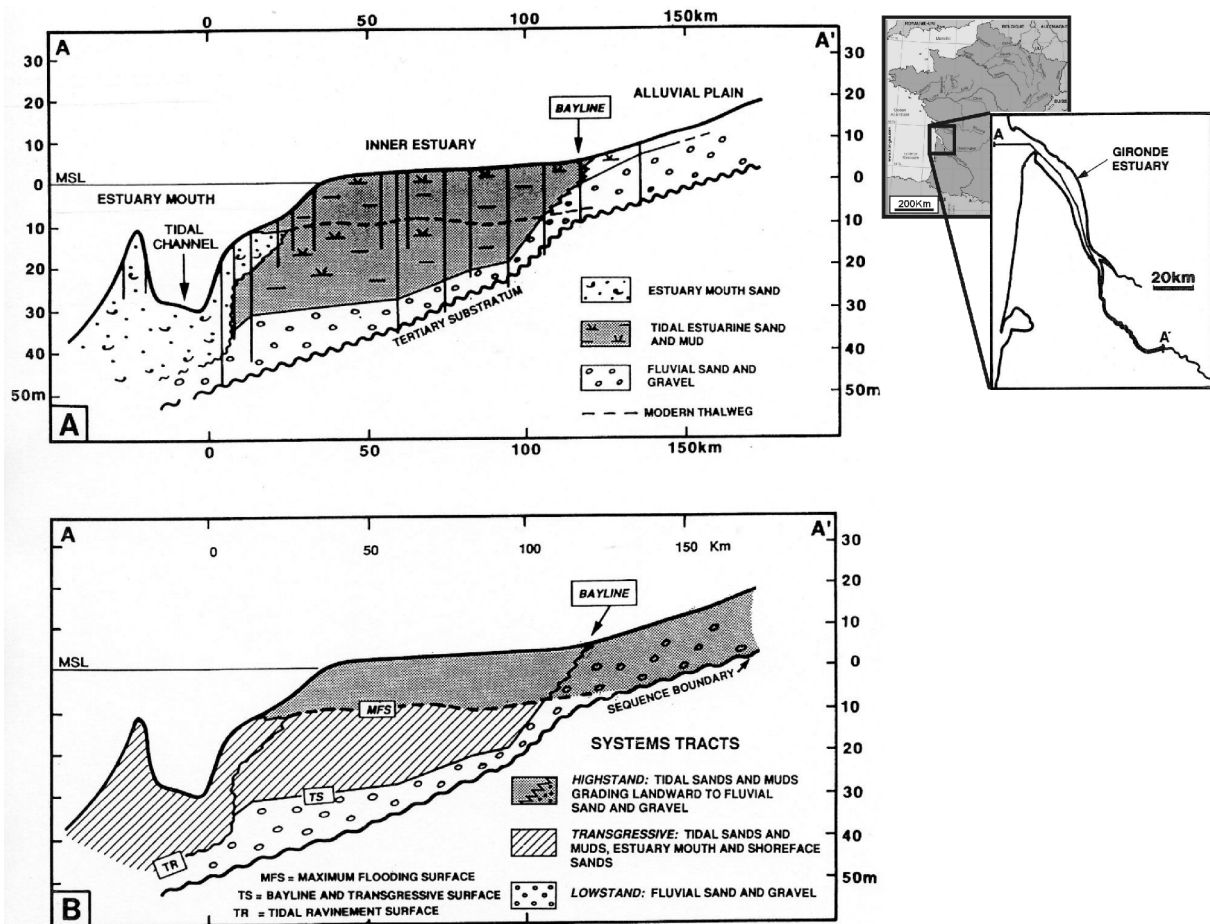


Figure V-6 Architecture interne du prisme sédimentaire holocène de l'estuaire de la Gironde (Allen et Posamentier, 1994). A/ Distribution des lithofaciés et position des forages utilisés le long d'une section axiale à travers la vallée incisée de l'estuaire de la Gironde (localisation du transect sur la carte en encart). B/ Environnements de dépôt interprétés en terme d'unité stratigraphique le long du même profil, illustrant les différentes phases de comblement du système, relatives à la transgression holocène. Les principales surfaces de discontinuité ponctuant la transgression sont également cartographiées et interprétées.

II. LE COMPLEMENT ACTUEL DE L'ESTUAIRE DE LA SEINE

Les facteurs naturels (i.e. hydro-climatique) ou anthropiques jouent un rôle essentiel sur l'évolution pluri-séculaire du système. Nous allons dès à présent discuter des différents paramètres ayant contrôlé le comblement estuarien depuis 1834.

A. L'espace disponible

Dans le cas d'un système qui se comble comme l'embouchure de la Seine, il est nécessaire de savoir si la quantité d'espace disponible est restée stable, à l'échelle de temps à laquelle on travaille.

L'un des facteurs qui peut contribuer à modifier l'espace disponible est l'élévation du niveau marin. Les estimations d'évolution récente du niveau de la mer proviennent de l'analyse de séries temporelles de marégraphie. La plupart des données disponibles sont fournies par le Service international du Niveau de la Mer (<http://www.pol.ac.uk/psmsl/>), qui a pour mission de collecter les moyennes des marégraphes dans le monde (Wöppelmann, 2001). Ces données ne sont disponibles régulièrement que depuis 1941 pour le Havre (Fig.V-7). L'élévation moyenne estimée de 1941 à 2000 est de 1-2mm/an, soit environ 10cm en 60 ans. Cette valeur est du même ordre que l'estimation de la tendance contemporaine du niveau des mers (1.6mm/an), à partir de données marégraphiques.

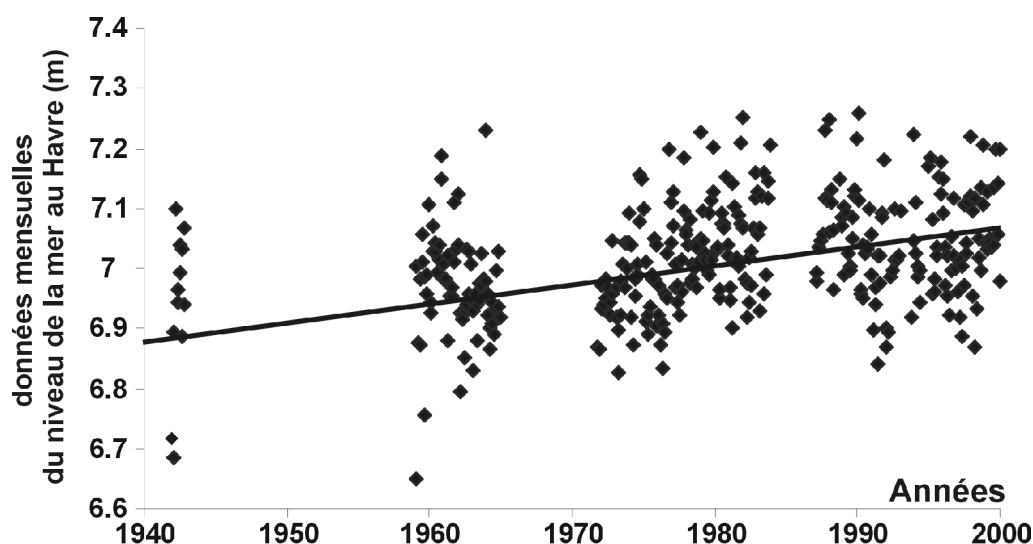


Figure V-7 Evolution du niveau marin mensuel mesuré au marégraphe du Havre depuis 1941 (par rapport au 0 cote marine, données [http://www. pol.ac.uk/psmsl/](http://www.pol.ac.uk/psmsl/)). La tendance (trait noir) est une élévation moyenne du niveau moyen de 1 à 2mm/an.

Extrapolée jusqu'à 1834, cette élévation moyenne est de 30cm, bien en deçà de la gamme d'erreurs de la mesure bathymétrique et des fluctuations mesurables. A titre d'information, une élévation de 30cm pour la bathymétrie de 1834 équivaut à une variation de l'espace disponible d'environ 30Mm³, soit environ 5% du volume de sédiments déposés entre 1834 et 2003. L'élévation du niveau marin n'a donc pas joué de rôle à cette échelle de temps.

B. L'origine des sédiments du comblement estuarien séculaire

1. L'érosion de la Baie de Seine

La phase de comblement rapide initiée en 1834 est marquée par le dépôt d'environ 800Mm³ dans la zone estuaire (Fig.IV-18). Cette nette tendance à l'accrétion nécessite une importante disponibilité sédimentaire. Soulevée depuis longtemps, la question de l'origine possible des sédiments qui se déposent dans l'estuaire reste d'actualité. Les sources sont multiples : marine, fluviale et estuarienne. En 1929, l'ingénieur Hydrographe Volmat apporte la preuve de la nette prédominance des apports marins. Sa théorie reprise et discutée par la suite (Vigarié, 1964a; Avoine, 1986) repose sur un différentiel bathymétrique de la partie orientale de la Baie de Seine (Fig.V-8, 1834-1913). Ce différentiel montre que la Baie est fortement à l'érosion depuis 1834. Les données plus récentes permettent de compléter cette évolution avec un différentiel 1913-1990. Notons que le pas de temps est similaire, soit de l'ordre de 80 ans.

Entre les deux levés bathymétriques de 1834 et 1913, la Baie s'est largement érodée, soit un bilan déficitaire de **-245Mm³** ($\sim 3.1\text{Mm}^3/\text{an}$). Volmat (1929) avait estimé cette érosion à un approfondissement moyen des fonds de 0.69m sur l'ensemble d'une zone beaucoup plus vaste. Entre 1913 et 1990, le budget sédimentaire de la Baie est au contraire positif avec **+80Mm³** ($\sim 1\text{Mm}^3/\text{an}$), bien que l'essentiel de la superficie de la Baie soit encore en érosion. Les zones de dépôts sont en réalité la continuité des barres estuariennes et le Kannik, décrites pour la zone estuaire étendu (Fig.IV-22).

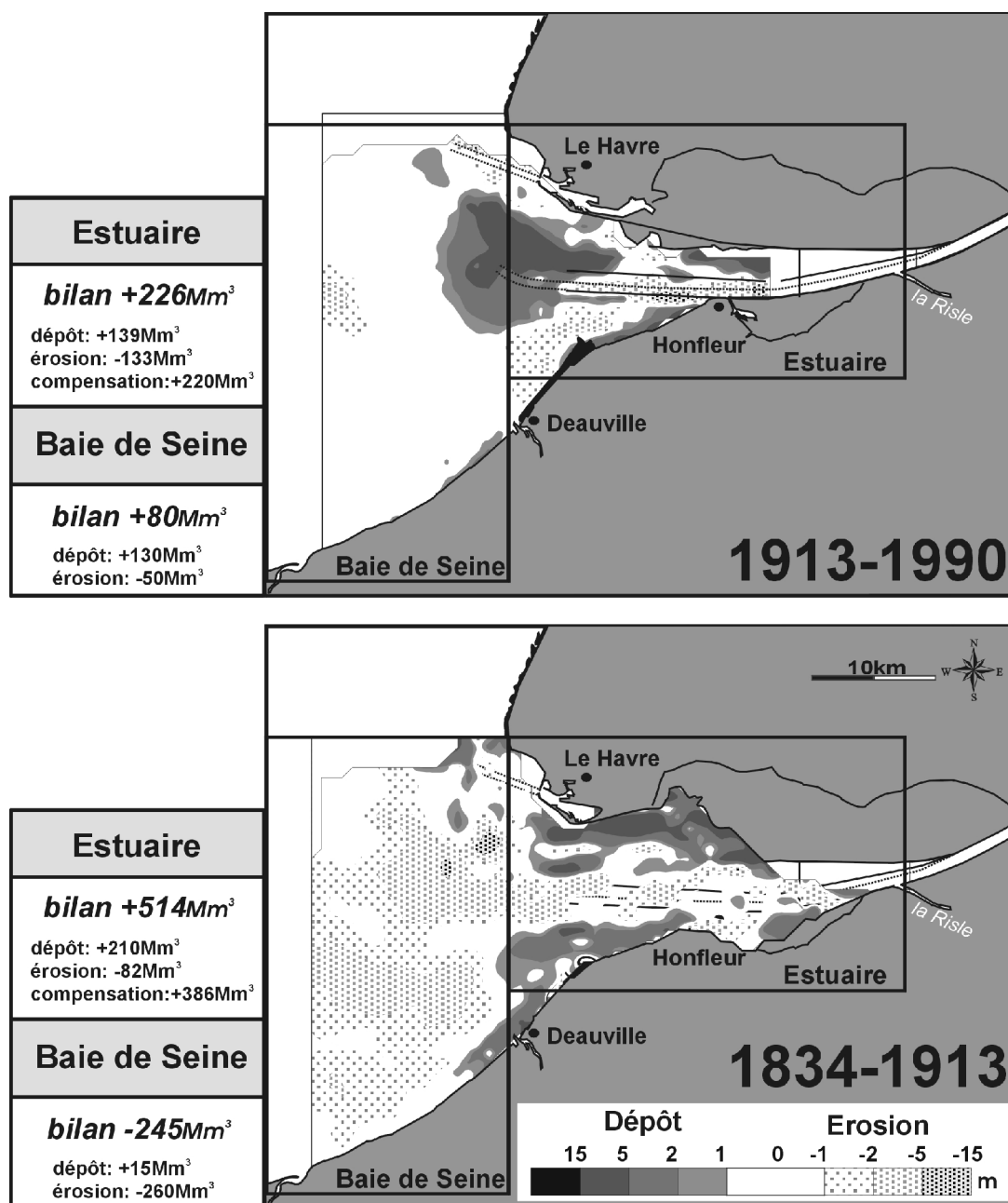


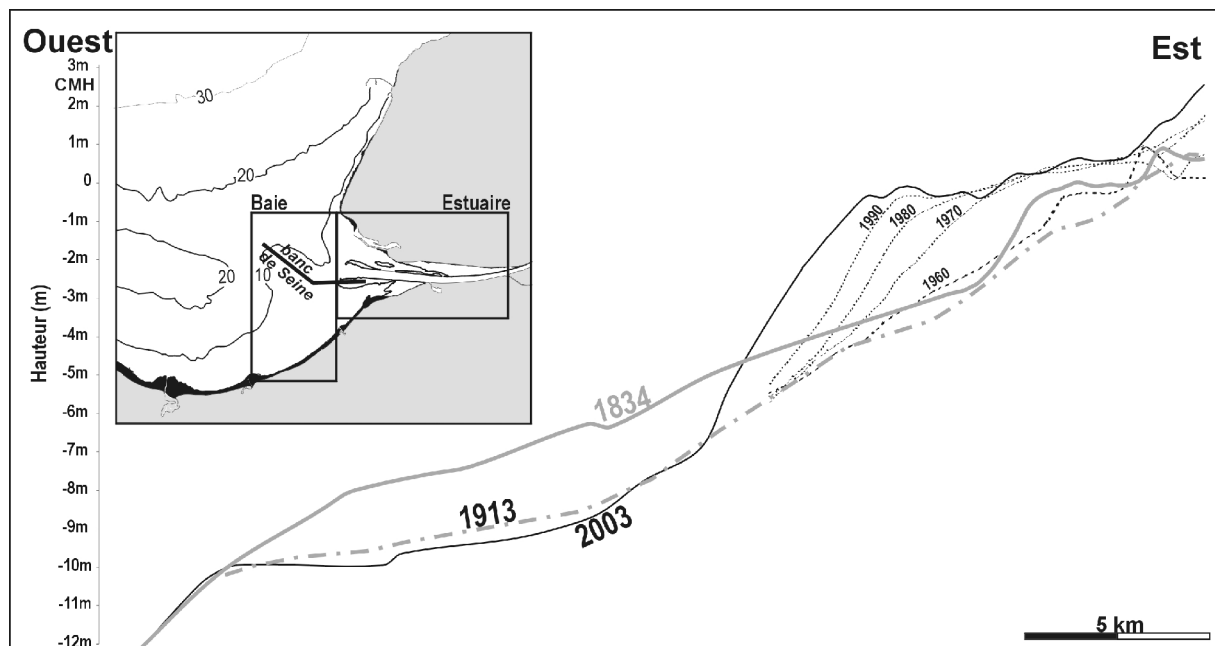
Figure V-8 Différentiels bathymétriques pour la zone estuaire et de la partie adjacente de la Baie de Seine. Le pas de temps est d'environ de 80 ans. Les deux zones ont la même superficie, soit 250km². La bathymétrie de 1834 correspond à la carte éditée du SHOM n°898 (1838). La bathymétrie de 1913 est une synthèse du levé de l'estuaire de Mr Cot en 1913 et de la Baie de Mr Driencourt en 1909. La bathymétrie de 1990 est le résultat de la digitalisation de la carte du SHOM éditée n° 6736. Ces trois cartes sont au 1/45000.

2. Estimation des stocks

Entre 1834 et 1913, les volumes érodés en Baie de Seine représentent potentiellement 50% du budget sédimentaire de l'estuaire. La Baie apparaît donc comme étant la plus importante source sédimentaire possible pour le comblement estuarien jusqu'à 1913. Les conditions hydrodynamiques sont telles en effet (dérive littorale et supériorité du flot) qu'elles induisent un transport des sables vers l'estuaire (Larsonneur et Hommeril, 1967). L'érosion est maximum entre -6 et -10m CMH, au front de l'estuaire, gommant en partie le banc de Seine (Fig.V-9).

Depuis 1913, le fond de la Baie est relativement stable. La zone de dépôt au front du système est matérialisée par la progression des barres depuis 1960 (Fig.V-9). Ces dernières progressent vers l'ouest, reposant en discontinuité sur la surface d'érosion marquée par le paléo-fond de 1913.

Entre 1913 et 2003, l'érosion de la Baie a été divisée par cinq (Fig.V-8). Si la Baie était la source sédimentaire principale de 1834 à 1913, elle ne l'est plus depuis. Or l'estuaire a continué de se combler.



- La dérive littorale : Elle a été estimée par différents auteurs à environ $0.3\text{Mm}^3/\text{an}$ (Volmat, 1929; Vigarié, 1964b; Rieb, 1999).
- Les apports en sédiments fins fluviaux : Nous estimons ici que les apports en sédiments vers l'embouchure représentent annuellement 0.3Mm^3 , correspondant au volume moyen du bouchon vaseux (Avoine, 1981a).

	1834-1913		1913-2003	
	Mm^3	%	Mm^3	%
érosion amont	110	28	220	80
érosion littorale	23	6	27	10
sédiments fins fluviaux	23	6	27	10
apports de la Baie	245	60	-	-
somme	401Mm^3	100%	274Mm^3	100%

Tableau V-1 Estimation des apports potentiels des différentes sources sédimentaires possibles, pouvant expliquer les volumes déposés dans l'embouchure depuis 1834.

L'évaluation des volumes potentiellement disponibles faite, rien ne prouve que tous les sédiments ont participé au colmatage de l'embouchure. Cependant, elle souligne deux constations :

(1) Les volumes disponibles estimés couvrent près de la totalité des bilans sédimentaires calculés, sauf entre 1913 et 2003 (Fig.V-9 et Tab.V-1). Il manque 110Mm^3 , soit 20% du bilan. Nous avons peut-être sous-estimé un ou plusieurs stocks, soit il manque une ou plusieurs sources, comme par exemple les apports marins fins de la Manche, encore impossibles à quantifier.

(2) Un changement important dans l'origine principale des sédiments déposés s'est produit (Tab.V-1). Entre 1834 et 1913, la source sédimentaire majeure était la Baie. Depuis, c'est l'érosion amont du système, le principal pourvoyeur potentiel de sédiments. De plus, l'importance du rôle des sédiments fins, bien que mineur, a doublé entre les deux périodes.

3. L'affinement de la couverture sédimentaire

Entre 1913 et 1990, la principale zone en accrétion se situe au front des barres (Fig.V-10). Pour cette période, les modifications morphologiques s'accompagnent également d'un affinement de la couverture sédimentaire (Fig.IV-16). Il est possible d'établir une similarité entre les zones en accrétion actuelles et les aires de sédimentation fine, au front des barres en domaine subtidal (Fig.IV-4). Il apparaît donc que pour la dernière moitié du 20^{ème} siècle, la sédimentation fine « estuarienne » joue un rôle plus important dans l'évolution de l'estuaire.

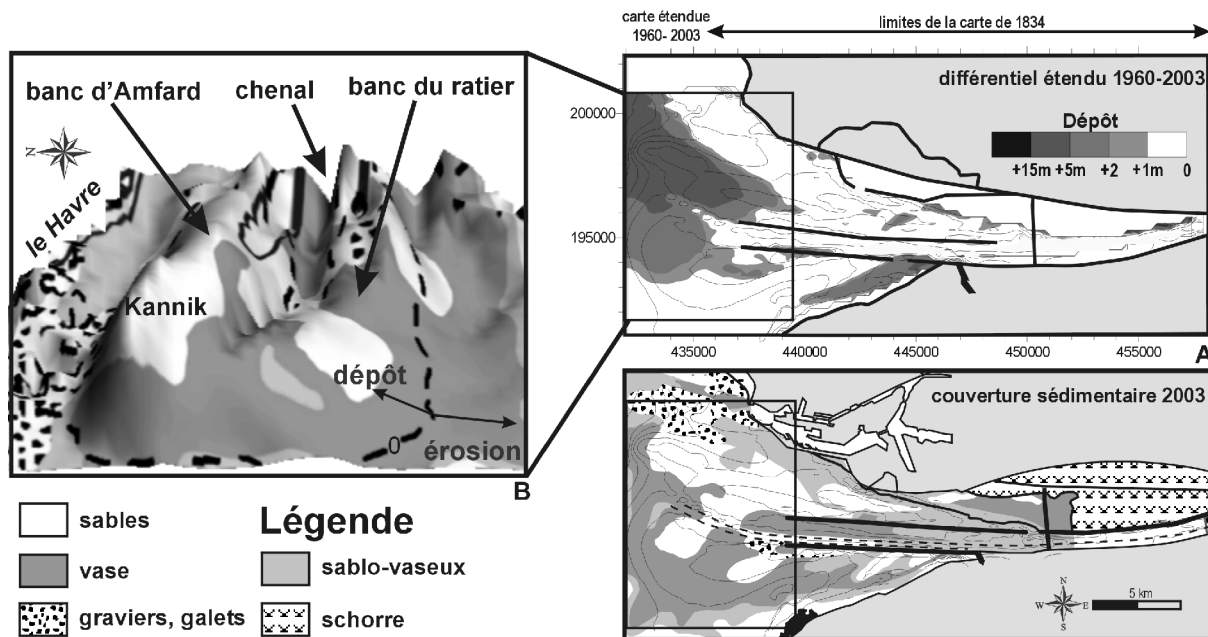


Figure V-10 Mise en évidence de la participation croissante des sédiments estuariens dans la construction du prisme. **A/** Corrélation entre le différentiel 1960-2003 et la couverture sédimentaire de 2003 de l'estuaire étendu (d'après la carte de Lesourd, 2000). Pour le différentiel, seules les zones en accrétion sont représentées. **B/** Bloc 3D synthèse du différentiel 1960-2003 et de la couverture sédimentaire. La ligne pointillé souligne la séparation entre zone en accrétion (forme positive) et en érosion (forme négative).

En 169 ans, l'origine des sédiments déposés dans l'estuaire a donc vraisemblablement changé. Cette évolution doit être mise en relation avec les facteurs forçants : les facteurs hydro-climatiques et anthropiques. Toute la difficulté reste d'établir la part de chacun.

C. La pression anthropique

Depuis la loi d'aménagement de l'estuaire de 1846, la sécurisation de la navigation s'est exprimée par la construction de digues calibrant le chenal, suivie d'une intense activité de dragage (Fig.IV-11 et Tab.IV-5). Parfois à tâtons, l'architecture naturelle de l'estuaire a été en moins de 200 ans complètement modifiée. Les digues ont pour but de fixer le cours du chenal variant incessamment et d'augmenter l'effet de chasse en réduisant les sections (Lennier, 1885; Genevois, 1980). La pression anthropique est double : aménagements fixes et dragages de seuils.

1. Impact des aménagements

a) Sur la propagation de la marée :

L'endiguement du cours du fleuve a eu pour effet de modifier la propagation de la marée dans l'estuaire. Le mascaret de la Seine a presque totalement disparu depuis les endiguements (Malandain, 1988). Les digues en étranglant une embouchure affectent la propagation des ondes de marée (Le Floch, 1961; Byun, Wang *et al.*, 2004). Dans le cas de la Seine, la comparaison de mesures anciennes et récentes permet de mettre en évidence une diminution du volume oscillant et une propagation plus rapide de l'onde de marée depuis 1849 (Lavoinne, 1884; Belleville, 1889; Le Floch, 1961; Alduc, 1978), en particulier dans les secteurs endigués (Avoine, Allen, Nichols, Salomon et Larsonneur, 1981b). La réduction des sections a eu pour effet de concentrer et amplifier le jusant. Consécutivement aux premiers endiguements jusqu'au confluent de la Risle, le chenal principal s'est approfondi naturellement de 1 à 2m en moyenne (Fig.IV-13). Le prolongement des digues vers l'aval a isolé les zones latérales, créant ainsi des zones de calme propices au dépôt et abritées de l'action des courants de jusant.

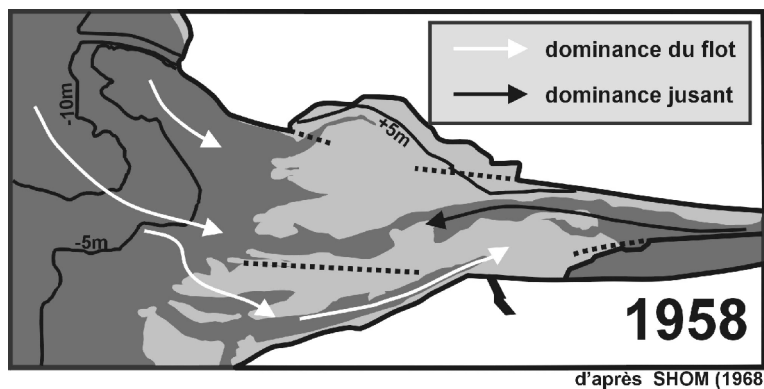
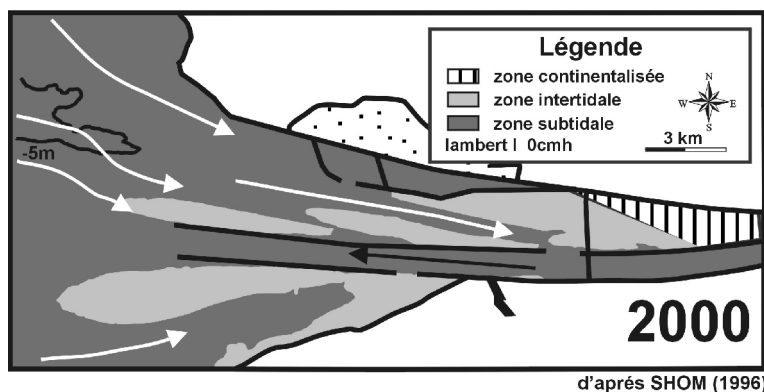
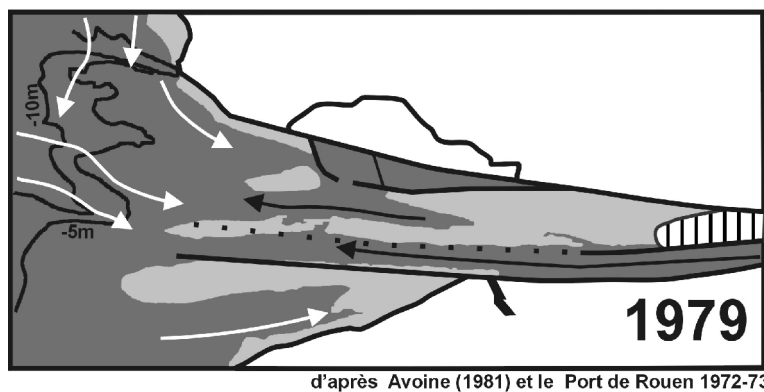


Figure V-11 Evolution du sens de propagation des courants tidaux moyens au début du flot (+1h) dans l'embouchure de la Seine en relation avec la morphologie et les aménagements (SHOM, 1968; Avoine, Allen *et al.*, 1981b; SHOM, 1968)



La fin des années 1950 marque le début des travaux d'endiguements pour la zone estuaire (Fig.IV-5). Longeant la bordure sud en amont de Honfleur en 1979, digues et dragages forcent l'orientation du chenal de navigation, qui en 1958 méandrisait encore. Le chenal « naturel » se trouve alors déporté et persiste plus au nord (Fig.V-11). L'évolution des courants tidaux moyens à l'embouchure montre que de par nature, l'ancien chenal naturel reste dominé par le jusant. En 2000, l'architecture classique d'une embouchure macrotidale dominée par la marée est rétablie. La construction des digues a donc généré une morphologie de transition. Au début des années 1980, deux chenaux dominés par le jusant coexistent en position centrale. Depuis la fin de la construction de la digue nord (Fig.IV-10), la partie de l'ancien chenal sauvage s'est rapidement comblée. Il n'en reste plus aucune trace, qu'une saignée dans le banc d'Amfard au nord.

b) Sur la position moyenne du bouchon vaseux :

Les travaux de calibration du fleuve dans les années 1970 ont eu pour conséquence l'augmentation de l'effet du jusant (Avoine, 1994). Ceci s'est matérialisé par la migration vers l'embouchure du bouchon vaseux au début des années 1980 (Avoine, Allen, Nichols, Salomon et Larssonneur, 1981b; Avoine, 1994; Dupont, Guézennec *et al.*, 2001). Le suivi réalisé par la cellule antipollution du service de navigation de la Seine depuis les années 1960 permet en effet de mettre en évidence un déplacement de la zone de turbidité maximum 40km en aval, vers Honfleur (Fig.V-12). Ceci peut donc en partie expliquer l'envasement récent de l'embouchure estuarienne (Fig.V-10).

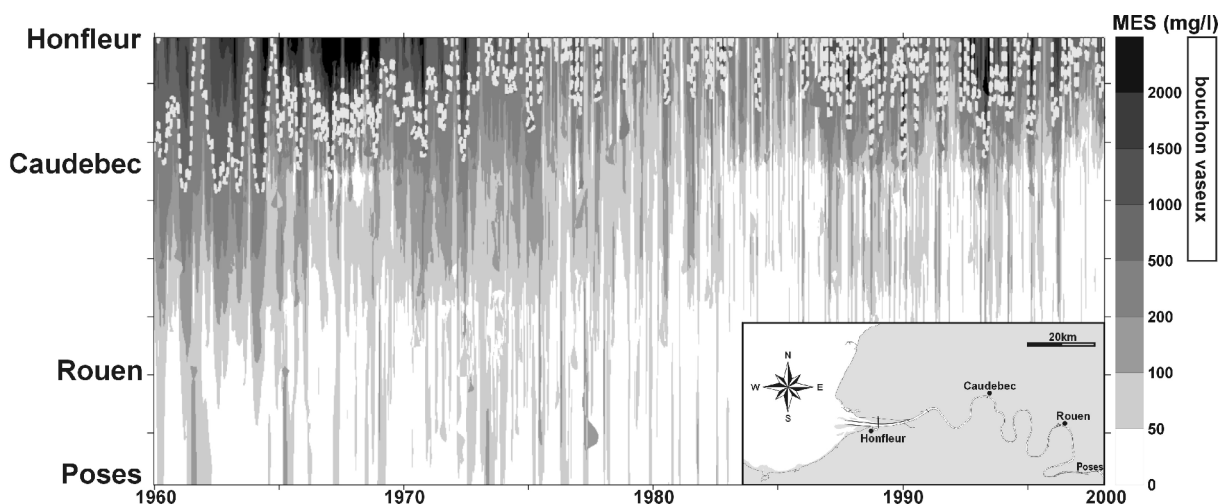


Figure V-12 Evolution des concentrations des matières en suspension (MES) depuis 1960 (Dupont, Guézennec, Lafite, Le Hir et Lesueur, 2001 modifié). Les données proviennent de la Cellule Antipollution du service de navigation de la Seine (A. Ficht, seine-aval.crihan.fr). Le suivi est réalisé d'amont en aval sur 220 stations échantillonnées suivant un rythme mensuel ou bimestriel, en montant de vive-eau. La ligne blanche en pointillé symbolise le déplacement aval du bouchon vaseux.

2. Impact des dragages

Les travaux d'aménagements sont fixes et ponctuels, au contraire des dragages. Il existe deux catégories de dragages : les dragages d'approfondissement et les dragages d'entretien.

a) Les dragages d'approfondissement

Ils ont pour but de permettre la navigation de navires à tirant d'eau plus important, suite à chacune des phases d'aménagements. Le tirant d'eau garanti est passé de -2.5m en 1850 à plus de -10m aujourd'hui (Fig.V-13 Genevois, 1980; Delouis, 2001), afin de préserver l'activité économique du Port de Rouen. Les sédiments extraits dans les zones amont sont mis à terre, compte tenu du coût de transport (Samson, Delouis *et al.*, 2002).

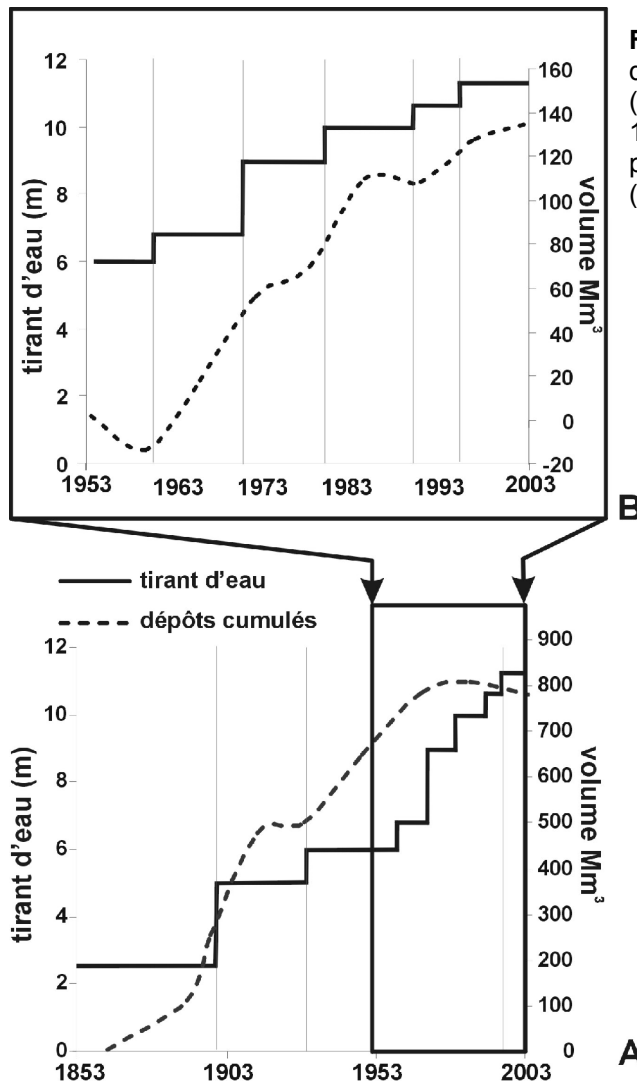


Figure V-13 Evolution du tirant d'eau garanti depuis 1853 et des dépôts dans l'estuaire (Genevois, 1980; Delouis, 2001). **A/** Depuis 1853 (différentiels pas de 20 ans). **B/** Zoom sur la période 1960-2000 pour la zone estuaire étendu (différentiels pas de 5 ans).

L'évolution de la cote de fond du chenal principal rend bien compte des différentes phases d'aménagements (digues et dragages). Il existe une bonne corrélation entre les phases de comblement rapide de l'embouchure depuis 1853 et les différentes phases de surcreusement du chenal (i.e. grandes phases d'aménagement, Fig.V-13). Depuis deux siècles, il semble donc que la vitesse du comblement estuarien est intimement liée aux grandes phases de calibration et de travaux.

b) Les dragages d'entretien et clapage en mer

Pour entretenir le tirant d'eau garanti, d'importants dragages sont effectués en continu. Les sédiments dragués à l'engainement sont composés en moyenne de 80% de sable fin et 10-20% de vase (Boutin, 2000). L'essentiel des volumes dragués dans la zone estuaire sont clapés au Kannik (Fig.V-14).

L'impact des dragages et clapages est multiple. Les volumes déposés en milieu subtidal modifient la nature des sédiments, comme pour l'estuaire de la Loire (Ottmann et Mougani, 1984). L'emplacement du dépôt a de plus fortement modifié la topographie (Fig.V-14). Les opérations de clapages ont débuté en 1974, suite aux travaux de prolongement de la digue nord (SOGREAH, 2003). En près de trente ans, la zone de dépôt s'est exhaussée de plus de 12m. Actuellement, le Kannik a pratiquement rejoint le banc d'Amfard en vis-à-vis à la cote -2m.

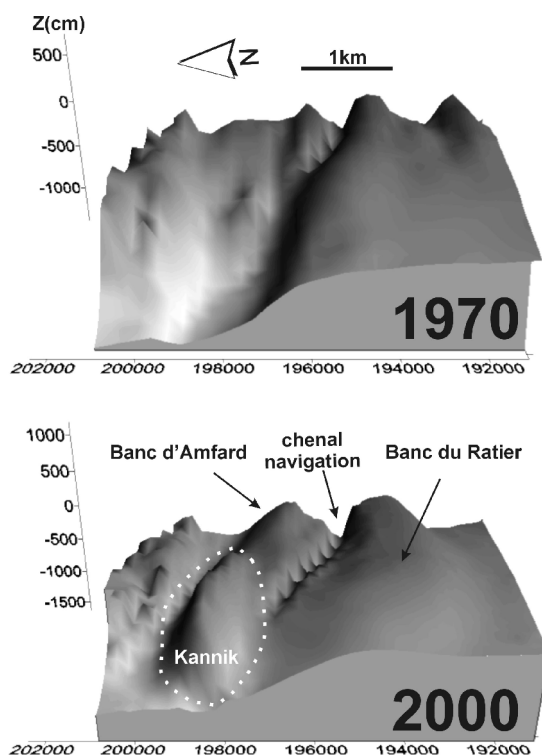


Figure V-14 Bloc 3D de l'embouchure de l'estuaire de la Seine en 1970 et 2000. L'angle avec l'horizon est de 28° pour cette représentation. La zone de clapage des sédiments dragués dans le chenal de navigation de la zone estuaire est indiquée en 2000. C'est la zone du Kannik. Cette zone est utilisée pour le clapage en mer depuis le début des années 1970. Depuis près de 90Mm³ de sédiments y ont été déposés (SOGREAH, 2003).

Les volumes d'entretien du chenal ont été en moyenne de 4.6Mm³/an de 1985 à 1989, se répartissant à raison de 60% au niveau du chenal et 40% au niveau de la brèche dans la digue nord au droit de Honfleur (Migniot, 1991). Ce chiffre diminue graduellement depuis les années 1990 et atteint aujourd'hui une moyenne de 3Mm³/an (Avoine, 1994; PAR, 2001). En 30 ans, près de 90Mm³ ont été clapés au Kannik.

La différence entre volume clapé et retrouvé au Kannik est d'environ 30Mm³, soit 30%. Le Port de Rouen a procédé à un suivi radioactif lors d'un clapage à l'ouest du Kannik (Boutin, 2000; Sergent et Bainian, 2002). Les matériaux se sont dispersés suivant la direction du flot (i.e. vers l'est) sur une distance de 4km, avec un maximum dans une zone de 150m. Une partie des sédiments réintègre donc le système.

Le différentiel bathymétrique entre 1960 et 2000 a permis précédemment de calculer un bilan sédimentaire de $+130\text{Mm}^3$ (Fig.IV-22). Le maximum de dépôt correspond d'ailleurs au Kannik. Inclus dans la zone de calcul, les volumes déposés au Kannik représentent près de 70% de ce bilan.

Les effets des dragages sont multiples :

- Ils modifient la répartition des aires de dépôts naturelles, en maintenant une érosion artificielle dans le chenal et en concentrant artificiellement près des $\frac{3}{4}$ **du budget sédimentaire actuel** en un point (Kannik). Ils ont de fait le **rôle d'agent de transport sédimentaire**.
- Ils conduisent à l'arrêt du comblement des derniers espaces disponibles dans l'estuaire, soit le chenal de navigation.
- En modifiant la répartition naturelle des sédiments fins au fond du chenal, les dragages influent sûrement d'ailleurs sur la dynamique du bouchon vaseux.
- La zone de clapage du Kannik modifie l'action des houles (réfraction) autour de la zone nord de l'embouchure.

Les dragages ont influencé le système et sont apparemment le facteur qui influe le plus actuellement dans les changements morphologiques de l'embouchure.

D. Le contrôle climatique

1. *Impact de la NAO sur l'évolution récente du système*

Depuis 1850, la pression anthropique est continue, variée et radicale. Aménagements et dragages ont modelé l'estuaire pour répondre aux attentes portuaires et maritimes. Dans ces conditions, l'impact des facteurs naturels sur l'évolution récente du prisme est extrêmement difficile à extraire du signal morphosédimentaire. A cette échelle de temps et de résolution en termes de levé bathymétrique, la part du forçage anthropique est très dominante. Néanmoins, nous pouvons espérer extraire l'impact d'un forçage naturel pour la période d'évolution la plus récente marquée, à partir de 1980, par l'arrêt des aménagements et par l'entrée en équilibre du système (Fig.V-15).

Un set de levés bathymétriques annuels depuis 1994 (données Port de Rouen) permet d'analyser l'évolution du système à l'échelle des dernières années (court-terme). De façon générale, les différentiels inter-annuels depuis 1994 sont peu marqués, hormis pour deux cas : 1994-1995 et 2000-2001 (Fig.V-15).

Deux zones de forts dépôts s'individualisent : au front de la barre du Ratier et la zone du Kannik. Les forts dépôts au Kannik, bien qu'anthropiques, correspondent à des années où il a fallu draguer plus pour compenser les apports latéraux naturels (Delouis, A. comm. pers.). En termes de conditions hydro-climatiques, les deux phases de dépôt correspondent à des années marquées par de fortes crues de la Seine (plus de 30 jours $> 1500 \text{ m}^3/\text{s}$), mais également à de fortes et plus nombreuses tempêtes d'ouest et sud-ouest. Ces périodes très énergétiques correspondent à deux pics positifs importants de l'oscillation Nord atlantique (Fig.V-15). Ceci est en accord avec le forçage que la NAO exerce sur le système, discuté dans le chapitre II.

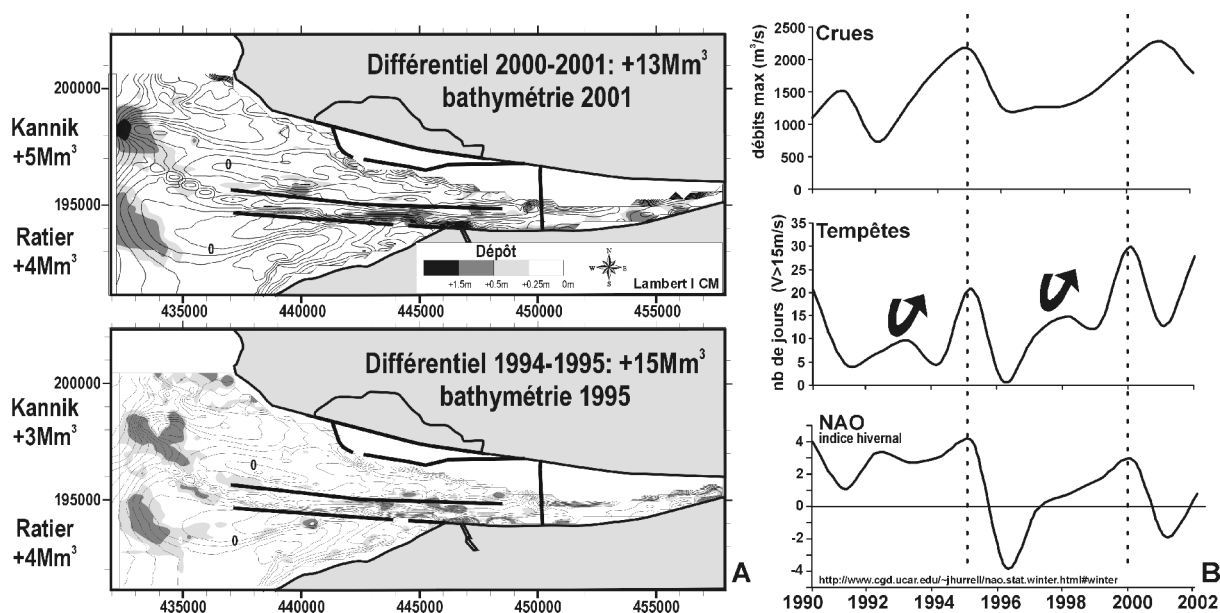


Figure V-15 Corrélation inter-annuelle entre l'évolution morphologique de l'embouchure estuarienne de la Seine et les paramètres hydro-climatiques. **A/** Différentiels bathymétriques annuels de la zone « estuaire étendu » (d'après données du Port de Rouen, Loc. Fig.IV-5) marqués par de forts dépôts pour la période 1994-2002. **B/** Evolution des débits de pointe (d'après les données du SNS Ficht A.) et de l'activité de tempêtes (d'après les données de Météo-France, mesures bi-horaire 00-12h mesurées au Cap de la Hève, Loc.Fig.II-3) à l'embouchure de 1990 à 2002, corrélés avec l'indice de la NAO (indice hivernal, Hurrell J.).

La dynamique actuelle du système est donc liée à des événements très énergétiques (tempêtes, grosses crues) associés à des phases positives de la NAO. Par ailleurs, ces pics font suite à des périodes beaucoup moins intenses (environ 4 ans, Fig.V-15), ce qui permettrait une éventuelle « recharge » du système (Garnaud, 2002).

2. Cartographie de la NAO en France

L'analyse des chroniques de vents, de la masse des glaciers alpins et des chroniques de crues de différents fleuves (Fig.II-23, 25 et 26), montre que la relation entre NAO et les facteurs hydro-météorologiques présente une forte dépendance spatiale (Fig.V-16).

Cet exercice de cartographie donne l'occasion de poser les bases de comparaison possible avec d'autres systèmes littoraux. Il faudra replacer chaque zone dans son contexte.



Figure V-16 Cartographie schématique de l'impact de la NAO en France.

3. Prévisions de l'évolution à très court-terme

La NAO apparaît donc comme un moteur climatique majeur dans ce secteur de la Manche et son impact sur le fonctionnement morphodynamique actuel de l'estuaire de la Seine semble très significatif. La modélisation de ce forçage climatique (Bojariu et Gimeno, 2003) ouvre une perspective intéressante de prédiction d'événements de forte intensité.

Cependant, la modélisation prédictive n'en est encore qu'à ces débuts. Le calcul même de l'indice de la NAO présente déjà une variabilité en fonction des auteurs (Tab.V-2).

	Indice hivernal 2004/2005
Hurrell J.	+0.48
Osborn T.	-0.11
Metoffice	+0.08

Tableau V-2 Mesure de l'indice hivernal (décembre à mars) de la NAO en 2004/2005 selon différentes sources.

La seule prévision de l'évolution de la NAO que nous avons trouvée porte sur l'hiver 2005/2006 (<http://www.metoffice.com/research/seasonal/regional/nao/index.html>). La valeur de l'indice est prédite comme franchement négative, vers -1 (Fig.V-17). Ceci suppose un hiver froid, mais plus clément en terme de vents et précipitations. Cependant, la corrélation entre la NAO et les conditions hydro-climatiques n'est optimale que pour les basses fréquences (± 10 ans, cf. chap.II Fig.II-22). La comparaison inter-annuelle dans le cas de la Seine ne fonctionne que pour 50% des cas, hormis pour une phase prolongée très positive de l'indice (Fig.II-21, 1990-2000).

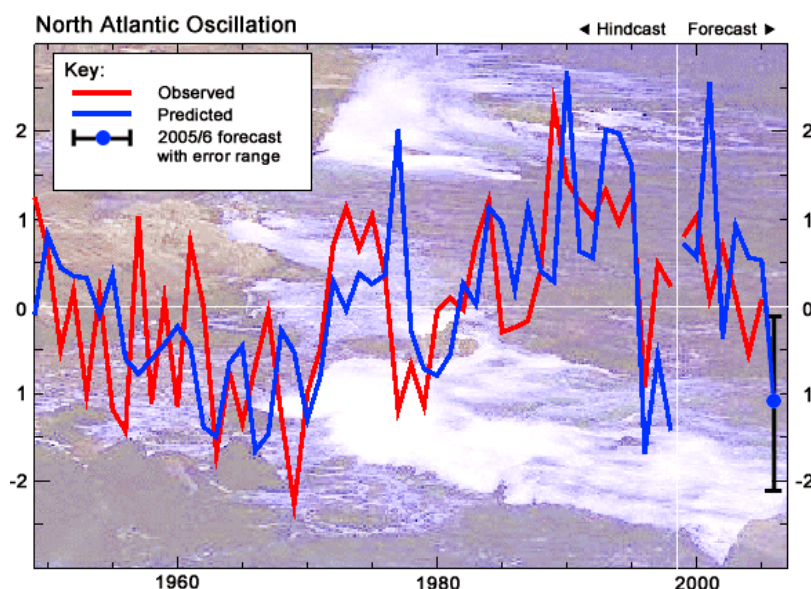


Figure V-17 Prévision de l'indice de la NAO pour l'hiver 2005/2006

(<http://www.metoffice.com/research/seasonal/regional/nao/index.html>).

A l'échelle pluri-décennale, il semble qu'il y ait une corrélation entre la phase positive de la NAO depuis les années 1980 et l'élévation de la température globale liée au réchauffement climatique (e.g. Meincke, 2002). Si la courbe d'évolution de la température ne s'infléchit pas, il est possible que les prochaines décennies correspondent à une phase positive moyenne de l'indice.

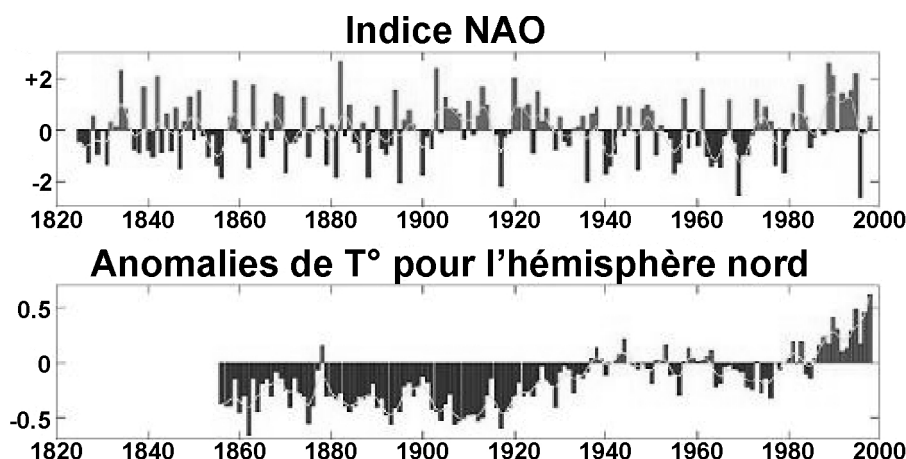


Figure V-18 Comparaison entre l'évolution de l'indice de la NAO et la chronologie des anomalies de T° pour l'hémisphère Nord depuis 1856 (Jones P.D., <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/cru.htm>).

La comparaison entre la NAO et l'évolution morphosédimentaire risque d'être toutefois difficile à mettre en évidence dans les années à venir, car de nombreux aménagements récents et à venir, dans le cadre de l'extension du Port du Havre (Port 2000, Fig.IV-11), vont perturber le système quelques années durant.

E. Comparaison avec d'autres estuaires

Le comblement historique de l'embouchure de la Seine mis en évidence depuis 1834 est un phénomène reconnu pour quasiment tous les systèmes estuariens de la façade Atlantique et de la façade Manche (e.g. Gironde Allen, 1973; Canche Despeyroux, 1989; Pertuis charentais Bertin, Chaumillon *et al.*, 2004; Weber, 2004). Au Royaume-Uni en particulier, de nombreux estuaires sont dans ce cas et ont fait l'objet d'études (le Lune O'Connor, 1987; Van der Wal, Pye et Neal, 2002; le Ribble Van der Wal et Pye, 2003a; Van der Wal et Pye, 2003b; le Mersey Lane, 2004). Pour chacun des cas, l'analyse repose en grande partie sur un set de cartes bathymétriques anciennes. Cela permet de comparer les systèmes et de définir les grands points communs.

(Bonnot-Courtois, Caline *et al.*, 2002)

(1) Le comblement est polyphasé

Le comblement de l'embouchure de la Seine et du Mersey (SE de l'Angleterre) s'est fait en trois phases (Fig.V-19). La phase 1 correspond à l'estuaire sauvage, avant les aménagements. La phase 2 dure environ 100 ans. Contemporaine des aménagements, elle marque la phase de comblement. Le passage entre les phases 2 et 3 se traduit par une courte phase d'équilibre. L'embouchure est alors presque totalement comblée. Dans les deux estuaires, la phase 3 est marquée par une érosion d'origine anthropique, en relation avec les dragages d'approfondissement et d'entretien.

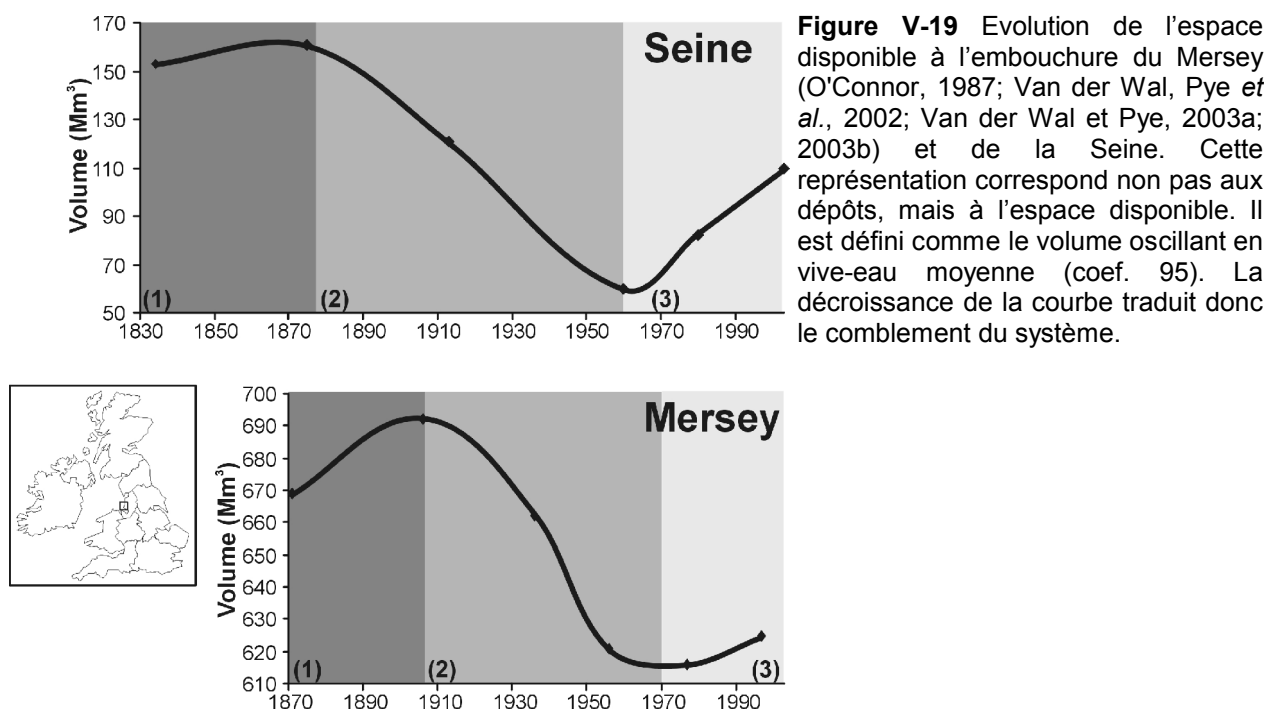


Figure V-19 Evolution de l'espace disponible à l'embouchure du Mersey (O'Connor, 1987; Van der Wal, Pye *et al.*, 2002; Van der Wal et Pye, 2003a; 2003b) et de la Seine. Cette représentation correspond non pas aux dépôts, mais à l'espace disponible. Il est défini comme le volume oscillant en vive-eau moyenne (coef. 95). La décroissance de la courbe traduit donc le comblement du système.

(2) Les principales zones de dépôts correspondent au domaine intertidal (O'Connor, 1987; Van der Wal, Pye et Neal, 2002; Lane, 2004, Fig.V-14 cette étude).

(3) Le comblement se traduit par un affinement de la couverture sédimentaire (Wolanski, Moore *et al.*, 2001, Fig.IV-16 cette étude).

(4) A cette échelle de temps, l'impact anthropique est tellement fort, qu'il est difficile de déconvoluer le signal naturel (Van der Wal, Pye et Neal, 2002).

(5) Actuellement, les dragages jouent un rôle prépondérant en tant qu'agent d'érosion et de transport (Thomas, Spearman *et al.*, 2002; Lane, 2004).

III. APPORTS DES BATHYMETRIES ANCIENNES A CE TYPE D'ETUDE

Depuis quelques années, les données issues de l'analyse des cartes bathymétriques, et les données sismiques sont confrontées pour préciser la dynamique d'évolution des systèmes estuariens (e.g. Chaumillon, Gillet *et al.*, 2002; Bertin, Chaumillon, Weber et Tesson, 2004). Cette confrontation est possible parce que les mouvements sédimentaires sont majeurs et parce que les outils de sismique THR ont une résolution en adéquation avec l'amplitude de ces mouvements. Cette approche permet de replacer la position des paléofonds le long des profils sismiques. Les avantages sont multiples. Il est possible d'intégrer des lignes temps (relatives) au sein des corps sédimentaires, ainsi que des morphologies disparues (chenal comblé *etc...*).

Les cartes bathymétriques apportent une autre dimension : le mouvement. L'ensemble permet de retranscrire une cinétique, alors que l'image acoustique ou sédimentaire d'une carotte est fixe.

A. Retrouver les paléoformes

L'analyse des carottes met en évidence une différence entre les deux barres (planche 7). Au nord, le banc d'Amfard intègre une part importante de sédiments fins, sous la forme de litages sablo-vaseux, à la base des carottes Vk48 et Vk62 (Fig.III-30 et planche 7). Ce faciès a plutôt été reconnu au niveau des chenaux. Au sud au contraire, le banc du Ratier est principalement construit par des sables fins coquilliers.

L'utilisation des cartes bathymétriques anciennes permet de tracer les profils bathymétriques, images de la position des paléofonds en 1834 et 1960 (Fig.V-20). Cette reconstitution montre que le banc d'Amfard a progressé à l'aplomb d'un ancien chenal. Ce dernier correspond à l'ancien chenal central, déporté vers le nord lors des travaux d'endiguement (Fig.V-11). Cette reconstitution permet d'expliquer en partie la présence d'une part importante de sédiments fins, à la base du banc.

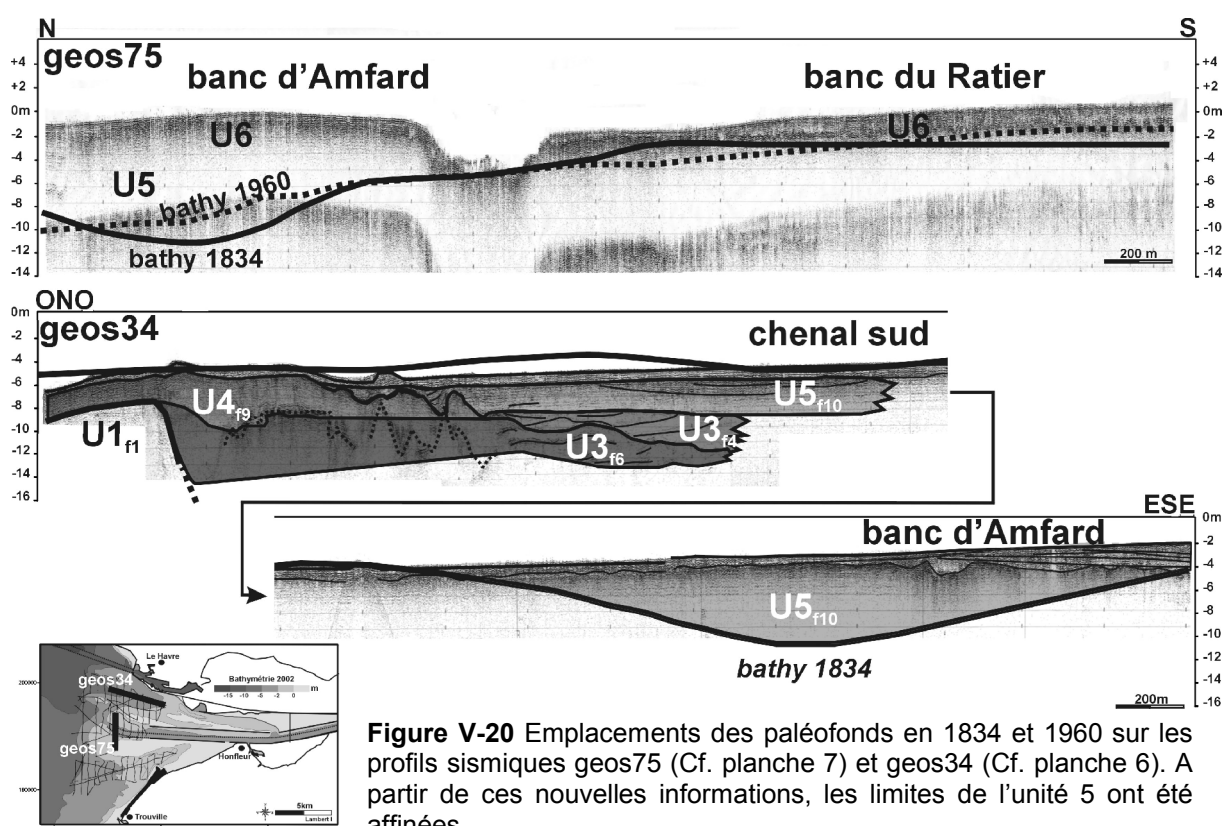


Figure V-20 Emplacements des paléofonds en 1834 et 1960 sur les profils sismiques geos75 (Cf. planche 7) et geos34 (Cf. planche 6). A partir de ces nouvelles informations, les limites de l'unité 5 ont été affinées.

Lorsqu'il est difficile de cartographier le prolongement latéral des unités sismiques reconnues, les profils bathymétriques peuvent également être utiles. Pour notre zone d'étude, c'est souvent le cas pour l'unité chenalissante U5, qu'il est ainsi possible de localiser (Fig.V-20).

B. Zone acoustique sourde et dépocentre

La cartographie sismique permet de mettre en évidence une zone sourde, correspondant géographiquement aux barres d'embouchure, au delà desquelles le signal acoustique pénètre de nouveau (geos64, planche 8). Cette zone sourde est également en relation avec la zone de dépôt maximum depuis 1960 (Fig.V-21), relative à la progression rapide des barres offshore (Fig.IV-23 et 26). La correspondance entre la sismique et l'analyse bathymétrique montre alors que la zone sourde n'est pas simplement associée aux entités morphologiques que sont les barres d'embouchure, mais également à une zone ayant connue une forte et rapide accrétion. Cette corrélation entre une zone en forte vitesse d'accrétion et un faciès acoustique sourd a été également observée au niveau des pertuis charentais (Bertin 2004, Weber, 2004)

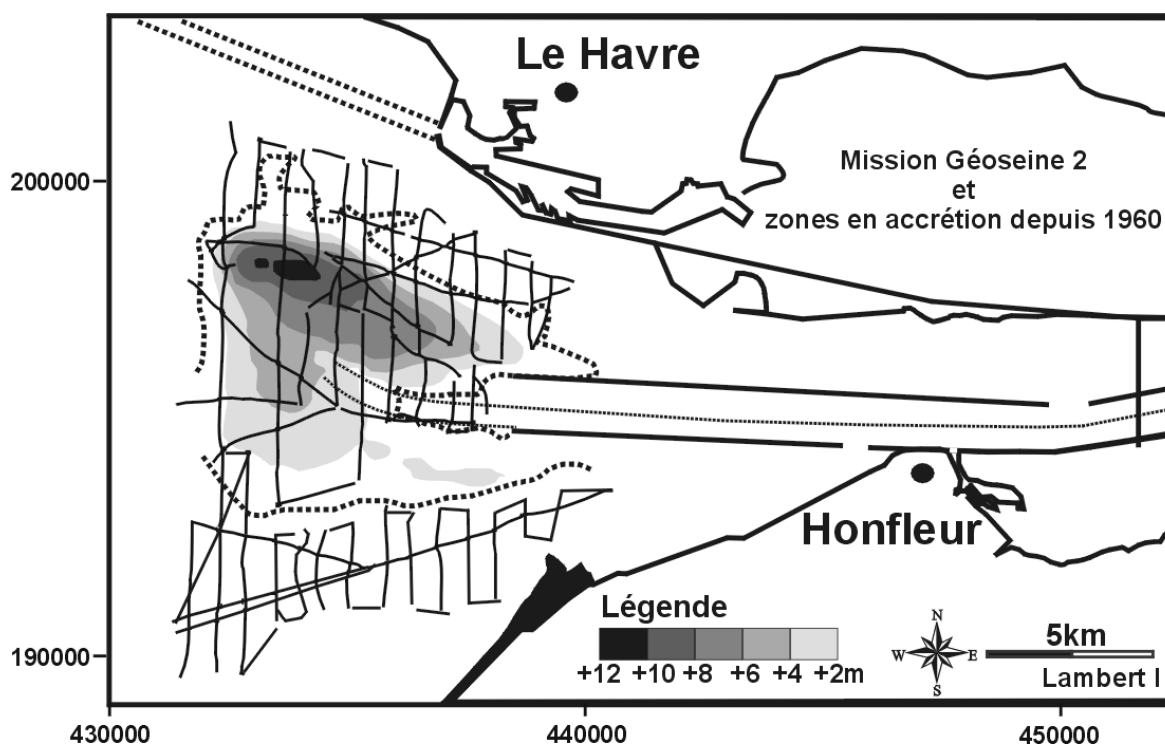


Figure V-21 Superposition cartographique de la zone en accrétion de l'embouchure de la Seine depuis 1960 et des limites de la zone acoustique sourde, figurée en pointillé.

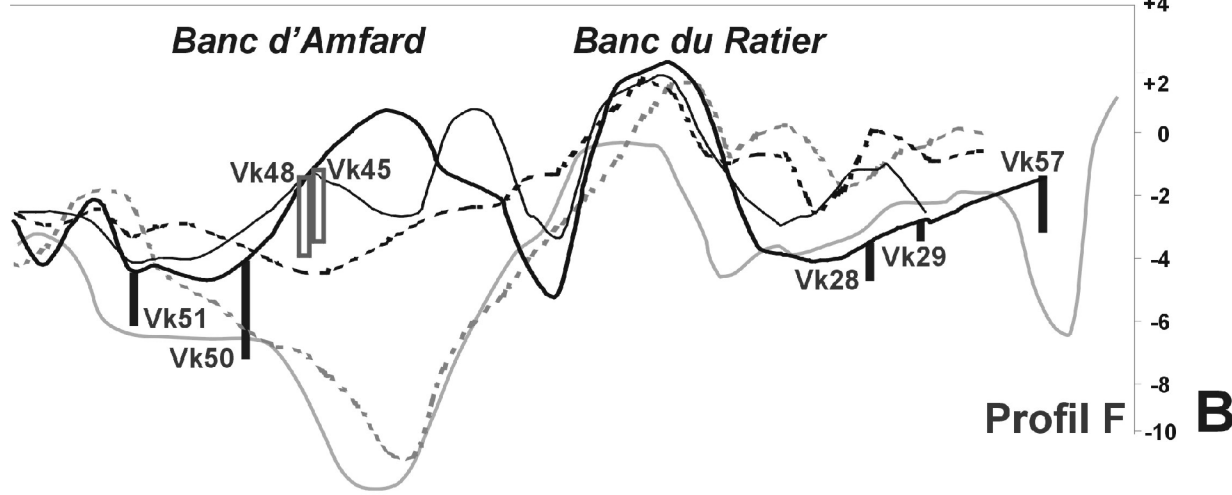
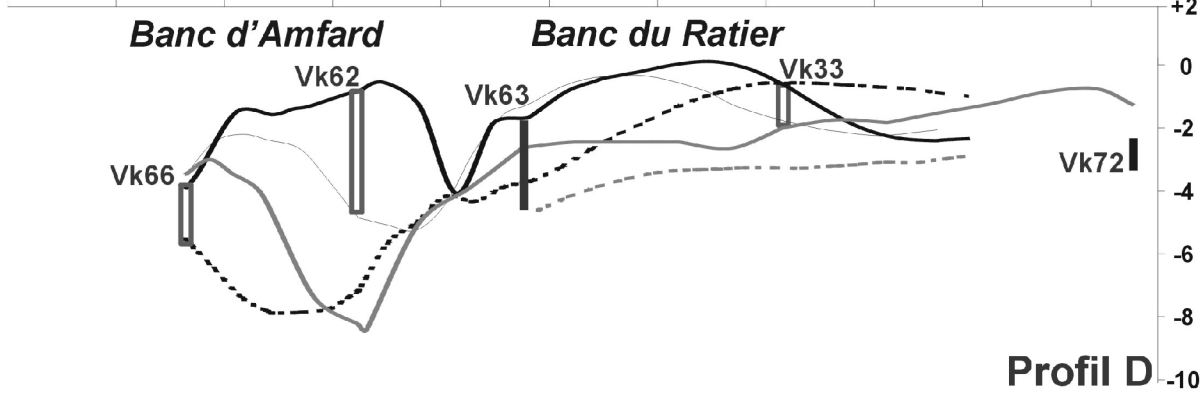
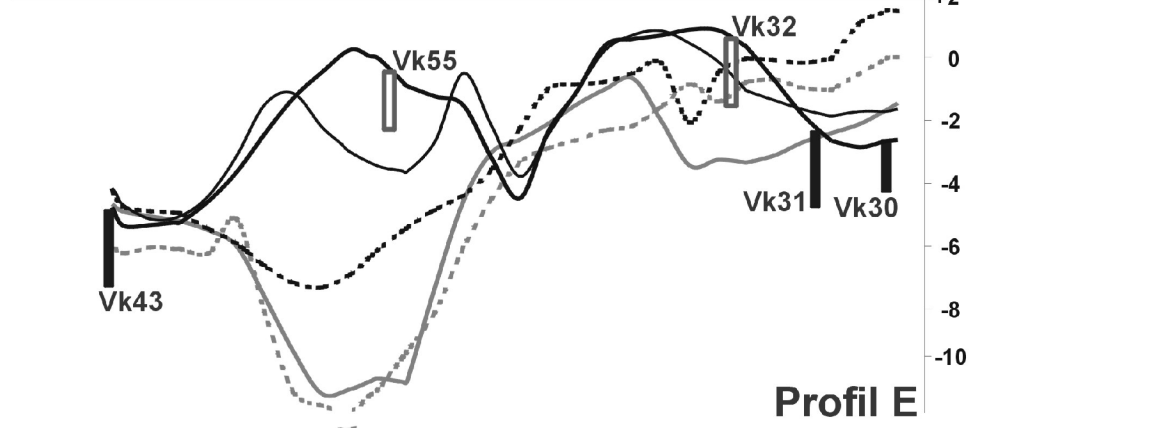
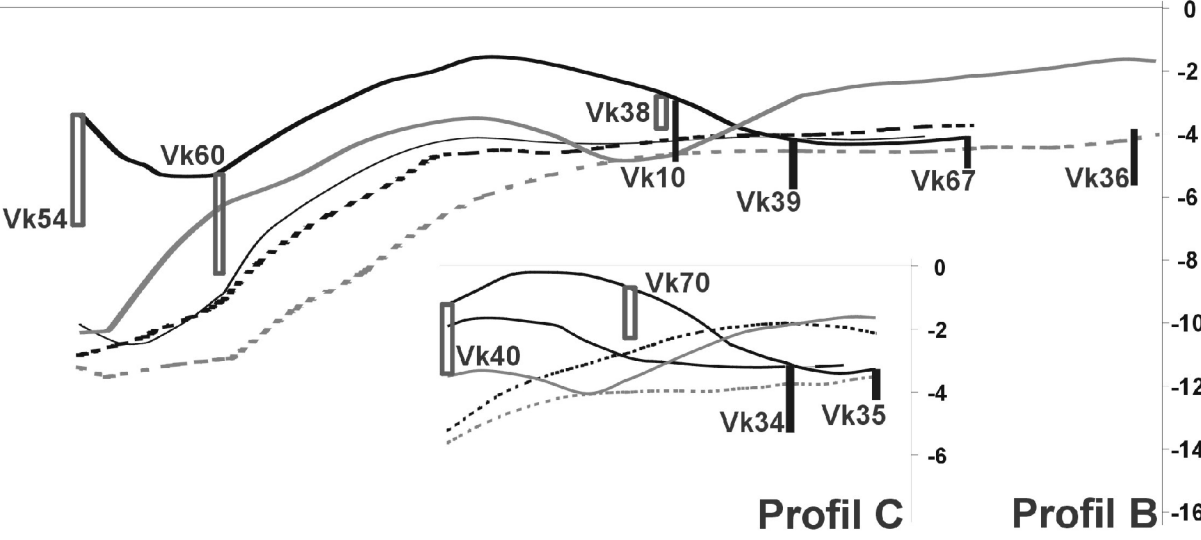
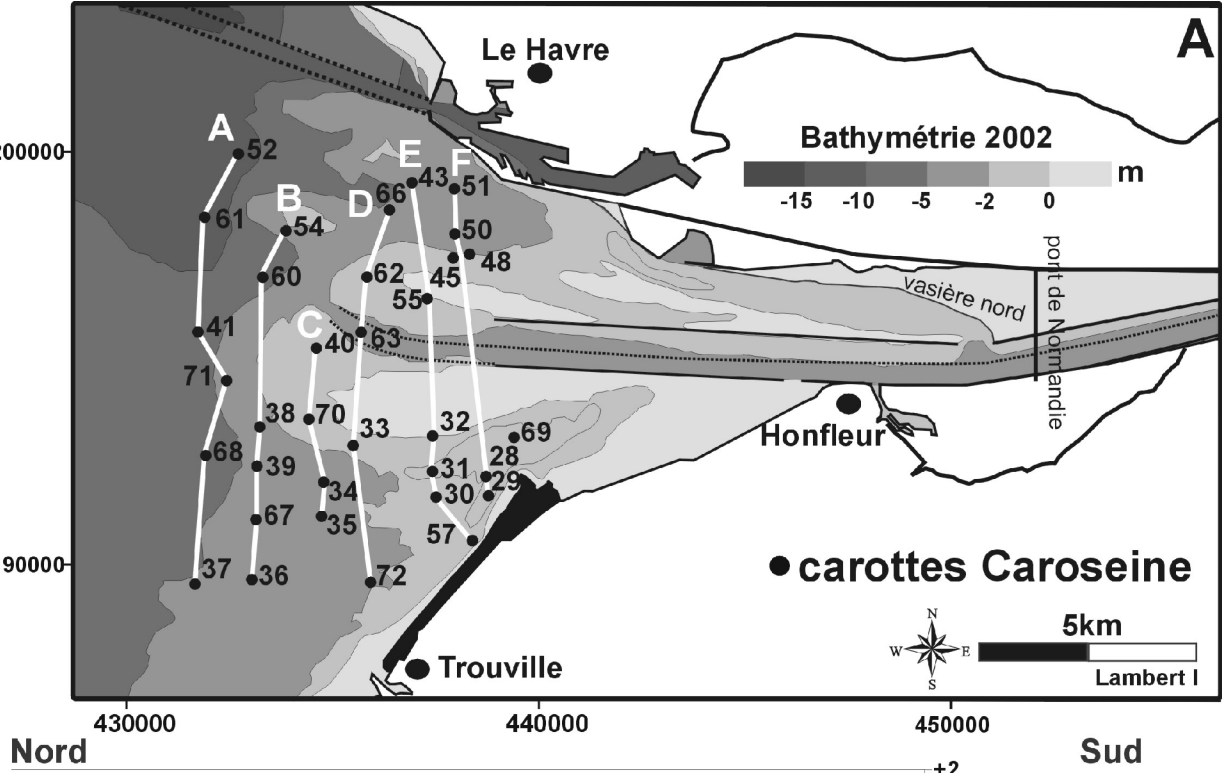
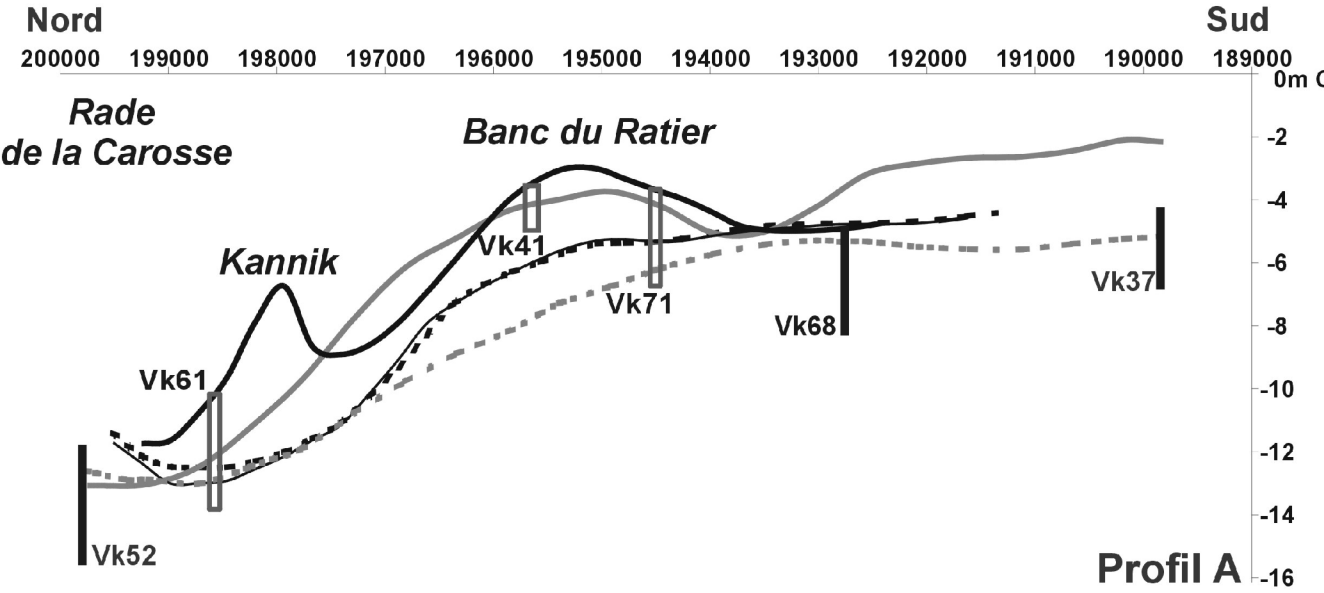
C. Replacer des lignes temps au sein du prisme

Les cartes bathymétriques apportent également une aide précieuse pour estimer le temps préservé dans les carottes. Le travail consiste à replacer les carottes sur une série de profils bathymétriques de différentes époques, pour visualiser la période représentée par l'enregistrement sédimentaire (Fig.V-22). Ainsi il est possible de différencier les dépôts des 20 ou 40 dernières années. Cette représentation indique également le contexte de dépôt, pied ou flanc d'une barre par exemple (Vk33 profil D, Fig.V-22).

Sans cette information, il aurait été très difficile d'expliquer la différence lithologique entre les deux. Les phases d'érosion entre deux profils ne sont toutefois pas enregistrées.

page suivante

Figure V-22 Représentation de l'évolution des paléofonds suivant cinq profils NS à l'embouchure de la Seine. Les profils recoupent les carottes de la mission Caroseine (2003).



IV. ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU FORÇAGE CLIMATIQUE

Grâce aux bathymétries anciennes, nous pouvons donc replacer des lignes temps à travers le prisme sédimentaire, et donc des carottes (Fig.V-22). L'étape suivante consiste à essayer de comparer l'enregistrement sédimentaire calé en relatif dans le temps et l'évolution des conditions climatiques, en particulier depuis 1980, phase sans aménagement (Fig.V-23).

Les différents essais dans ce sens montrent que l'exercice n'est pas simple. La carotte Vk62 au front du banc d'Amfard met en évidence que le contrôle morphologique prédomine (Fig.V-23). Elle présente à la base un faciès fins à lentilles sableuses, relative au comblement de l'ancien chenal sous-jacent (Fig.V-23A). Progressivement la granulométrie croît, marquant le passage du banc. La description sédimentaire de la carotte, calée dans le temps grâce aux profils bathymétriques, est ensuite comparée à l'évolution de l'indice de la NAO. La comparaison n'apporte pas beaucoup d'information.

Seule la vitesse de croissance du banc semble en lien avec l'évolution de la NAO, avec une faible croissance (+50cm) entre 1985 et 1990 correspondant à une phase relativement négative de l'indice et à l'inverse une forte croissance (+1.5m) entre 1990 et 1995, correspondant à une phase positive (i.e. plus énergétique).

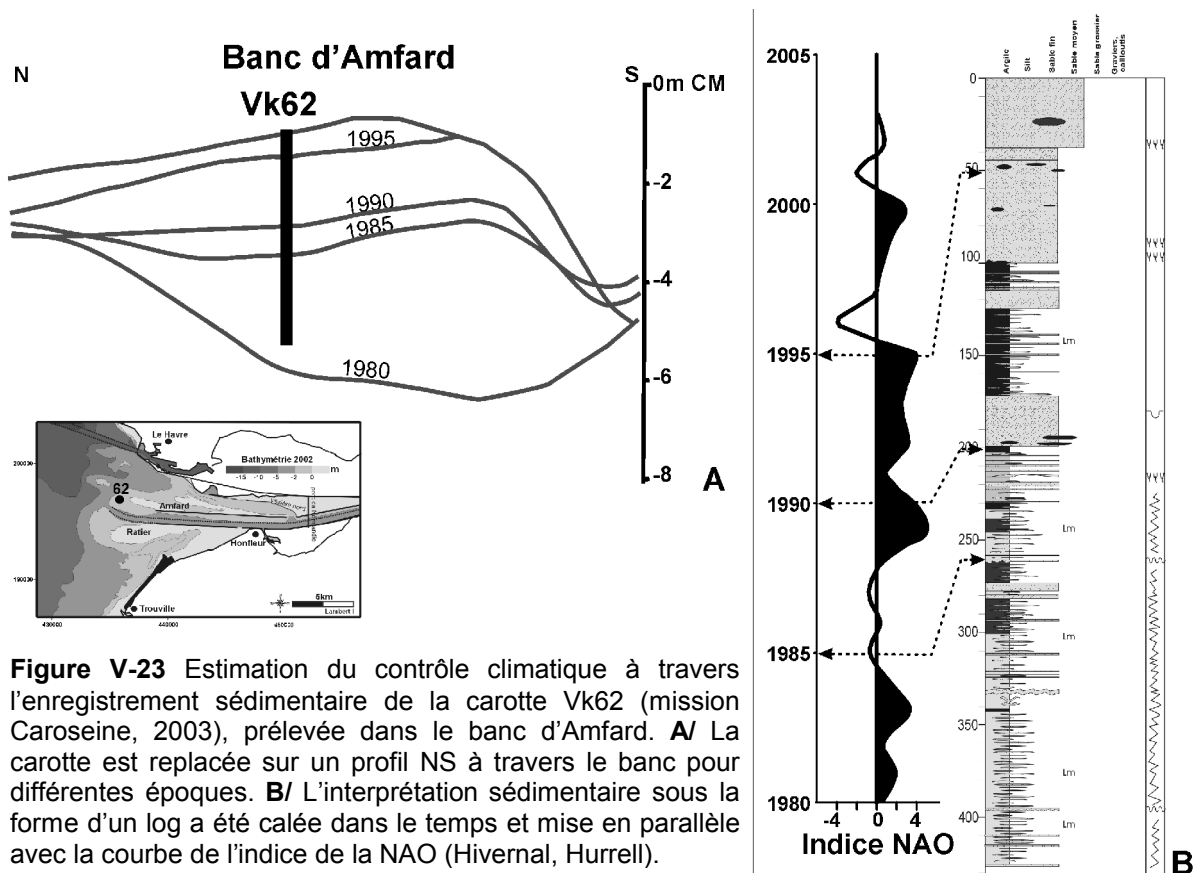


Figure V-23 Estimation du contrôle climatique à travers l'enregistrement sédimentaire de la carotte Vk62 (mission Caroseine, 2003), prélevée dans le banc d'Amfard. **A/** La carotte est replacée sur un profil NS à travers le banc pour différentes époques. **B/** L'interprétation sédimentaire sous la forme d'un log a été calée dans le temps et mise en parallèle avec la courbe de l'indice de la NAO (Hivernal, Hurrell).

Conclusion

Les différents objectifs fixés pour ce travail étaient **(1)** de caractériser l'architecture et la nature des unités qui constituent le prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine, **(2)** d'appréhender son évolution récente et **(3)** déterminer les facteurs qui contrôlent sa construction.

Pour ce faire, notre étude couvre deux échelles de temps :

- Pluri-millénaire : Elle est relative à l'histoire Holocène du système, intégrant la thématique des remplissages de vallées incisées.
- Pluri-centennale à annuelle : Elle correspond au comblement rapide de l'embouchure estuarienne.

(1) L'architecture interne du prisme : L'acquisition de profils sismiques THR et de carottes sédimentaires a permis de réaliser une cartographie 3D du prisme d'embouchure. D'âge Holocène, les sédiments déposés enregistrent la dernière séquence eustatique.

L'organisation des unités reconnues

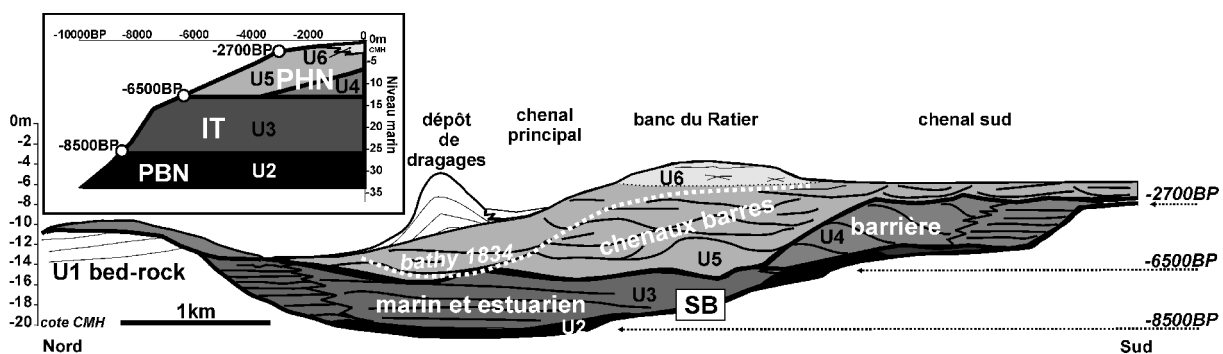


Figure 1 Schéma de synthèse de l'architecture interne du prisme d'embouchure de la Seine. Les principales unités stratigraphiques sont rappelées, ainsi que la courbe d'élévation du niveau marin au cours de l'Holocène. La ligne pointillée représente le paléofond de l'année 1834.

A l'embouchure de l'estuaire, huit unités sismiques ont été reconnues et calibrées en terme de lithologie. A la base, l'unité U1 constitue le substratum (marnes et calcaires jurassiques) incisé par la paléovallée würmienne de la Seine. Profonde d'une trentaine de mètres dans l'axe de l'estuaire actuel, l'incision passe latéralement à un plateau vers le Sud de la Baie, situé de -15 à +1m CM-cote marine. Cette morphologie correspond à la limite inférieure de la séquence de comblement (SB).

Trois unités constituent ensuite la séquence de remplissage:

-**Le prisme de bas niveau (PBN)** correspond à une nappe de graviers (U2) qui recouvre U1 en effaçant les irrégularités du toit du substratum.

-**L'intervalle transgressif** (IT) comble la morphologie incisée. Il est constitué d'un faciès fin tourbeux sur les bordures et de sables glauconieux dans l'axe (U3). Il s'est mis en place au début de la transgression entre -8500 et -6500 ans BP. Cette unité aggradante est recoupée à son sommet par une surface d'érosion majeure, que l'on cartographie également dans la Baie. Cette surface correspond à l'inondation maximum du système, sur laquelle va se développer le prisme de haut niveau marin.

-**Le prisme de haut niveau** (PHN) se subdivise en deux parties. Au sud de l'incision sur le plateau, il est préservé sous la forme d'un système de barrière littorale et arrière-marais associé, progradant vers l'embouchure. Cette barrière a perduré entre -6500 et -3000 ans BP, contemporaine du chenal actif de l'embouchure estuarienne. A partir de -3000 ans BP, la phase de stabilité (ou de très lente remontée) du niveau marin se caractérise par la mise en place d'un système tidal "chenaux-barres" à l'embouchure. Au front des barres, une zone de dépôt des produits de dragages, dite du Kannik, correspond à l'unité U7. Cet ensemble est recouvert par une unité drapante décimétrique de sédiments fins sablo-vaseux (U8), caractérisant la dynamique actuelle de l'embouchure.

Facteurs de contrôle

-La séquence de comblement mise en évidence est principalement contrôlée par la variation du niveau marin. La vitesse de transgression joue un rôle fondamental sur l'architecture et l'organisation des unités. Le ralentissement important vers -7500 ans BP, en particulier, a permis la construction de la barrière.

-La morphologie du substratum joue également un rôle prépondérant. La distribution des unités est présidée essentiellement par la position initiale de l'incision majeure de la Seine. A l'aplomb de celle-ci l'incision s'est comblée par aggradation, puis le système actif s'est pérennisé. Tandis que les secteurs adjacents, notamment au sud, se sont rapidement comblés. Le replat formé par le bed-rock face au Calvados entre -15 et +1m CMH constitue une zone clé au début de la transgression. Elle sert de point d'appui pour la barrière et constitue un environnement protégé pour la baie, permettant à un système de marais maritime de perdurer jusqu'au moins -4000 ans BP.

Perspectives

-Dans la continuité de ces travaux, il serait dans un premier temps nécessaire de faire un transect en sismique THR à travers la Baie. Cela donnerait non seulement l'occasion de visualiser les dépôts propres de la Baie, mais également de vérifier les hypothèses émises quant aux relations géométriques avec les unités décrites à l'embouchure.

-Dans la même thématique, il existe de nombreux autres prismes, le long des côtes du Calvados (l'estuaire de l'Orne et de la Dives, cf. Fig. introduction), qui pourraient servir de point de comparaison.

-D'un point de vue régional, cette étude fait le lien entre les travaux sur les enregistrements holocènes en amont (Marais Vernier) et en domaine marin (Baie). Le set important de données (sédimentaires et palynologiques), ainsi que la bonne compréhension de chaque système, peut permettre de faire la synthèse de l'histoire holocène du système estuarien complet.

A travers cette histoire pluri-millénaire, les cartes bathymétriques anciennes nous montrent qu'une part importante du prisme s'est mise en place en très peu de temps. Les dépôts depuis 1834 représentent près de 10% du volume du prisme sédimentaire (zone « estuaire »), pour moins de 2% du temps.

(2) Le comblement actuel de l'estuaire de la Seine : Différentes collaborations avec l'EPSHOM de Brest (Garlan, T.) et le Port de Rouen (Delouis, A.), nous ont permis de récolter un set de cartes bathymétriques exceptionnel. La mise en place d'une méthodologie pour étudier ces cartes (numérisation, traitement *etc...*) donne l'occasion d'étudier l'évolution morphosédimentaire de l'embouchure. Ce travail montre également l'impact du pas de temps et de la taille de la zone d'étude, pour ce type d'analyse. Un pas de temps régulier s'est avéré une vraie force pour notre set de données.

L'évolution morphosédimentaire séculaire

La morphologie et la couverture sédimentaire de l'estuaire de la Seine ont beaucoup évolué depuis deux siècles. Cette évolution peut se résumer par une phase de comblement continue ($4.5.10^6$ m³/an), qui tend aujourd'hui à s'amortir. S'opérant essentiellement en domaine interne de 1834 à 1960, le comblement se traduit actuellement par la progression en domaine marin ouvert d'un prisme sédimentaire, réduit à deux barres sableuses longitudinales d'embouchure. Associée à cette évolution, la couverture sédimentaire s'est également modifiée, marquée principalement par un affinement.

Facteurs de contrôle

L'existence de longues chroniques hydro-météorologiques (marée, vent et débit), depuis 1850, permet d'essayer d'évaluer la part du forçage naturel dans cette évolution. Cependant depuis 1850, la pression anthropique est continue, variée et radicale. Aménagements et dragages ont modelé l'estuaire pour répondre aux attentes portuaires et maritimes. Dans ces conditions, l'impact des facteurs naturels est extrêmement difficile à extraire du signal d'évolution morphosédimentaire, dans lequel la part du forçage anthropique est très dominante. Néanmoins il est possible d'examiner l'impact d'un forçage naturel en s'intéressant à la période d'évolution la plus récente marquée, à partir de 1980, par l'arrêt des aménagements et par l'entrée en équilibre du système. En effet, l'influence des cycles climatiques de type NAO (Oscillation Nord Atlantique) est enregistrée au cours de cette période. Deux zones de forts dépôts s'individualisent : au front de la barre sud et dans le secteur des dépôts de dragages (zone dite du « Kannik »). Les deux périodes qui ont enregistré ces forts dépôts correspondent à des années marquées par une crue importante et de nombreuses tempêtes de secteur O à SO. Ces périodes de haute énergie sont associées à des phases positives de la NAO. La NAO apparaît donc comme un moteur climatique majeur dans ce secteur de la Manche et son impact sur le fonctionnement morphodynamique actuel de l'estuaire de la Seine semble très significatif.

A cette échelle de temps, le paramètre « stock sédimentaire » a pu être identifié. Il se traduit par une forte contribution de la Baie au début du comblement. Par la suite, le système va s'auto-alimenter, en érodant sa partie amont (i.e. chenal de navigation). La participation des sédiments fins semble également augmentée. Mais dans les faits, il reste difficile d'estimer les flux à l'échelle centennale.

Perspectives

-Les chroniques hydro-météorologiques centennales sont une vraie richesse, elles peuvent faire l'objet d'une étude statistique plus poussée (e.g. analyse en ondelettes).

-La relation mise en évidence entre l'évolution du système et la NAO ouvre de nombreuses perspectives : (1) continuer le suivi bathymétrique afin de valider les résultats obtenus, (2) tenter ce type de lien sur des levés plus fréquents effectués par le Port de Rouen, (3) analyser la réponse des systèmes amont (aquifères et bassin versant) à ce contrôle climatique.

-A l'échelle nationale, il est nécessaire de comparer à d'autres systèmes comme la Loire ou le Rhône, afin de préciser la cartographie de l'impact de la NAO.

Bibliographie

A

ACRI (1997). "Etude hydrologique des crues historiques du bassin de la Seine." Agence de l'Eau Seine-Normandie, 28p.

Aernouts D. & Hequette A. (2004). "Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins : les abords du port de Calais." *M@ppemonde*, 73(1) : 1-5.

Alduc D. (1978). "Evolution historique récente de l'estuaire de la Seine." Schéma d'aptitude et d'utilisation de la mer, 32p.

Alduc D. (1979). "La Manche Orientale étude géomorphologique du réseau des paléovallées." Thèse Université de Caen, 146p.

Alduc D., Auffret J.P., Carpentier G., Lautridou J.P., Lefebvre D. & Porcher, M. (1979). "Nouvelles données sur le pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche Orientale." *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 16(2) : 27-34 pp.

Alexandersson H., Tuomenvirta H., Schmith T. & Iden K. (2000). "Trends of the storms in NW Europe derived from updated pressure data set." *Climate Research*, 14 : 71-73 pp.

Allen G.P. (1973). "Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde." Thèse Université Bordeaux I, 314p.

Allen G.P. (1991). "Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary : a recent model for macrotidal estuarine systems." *Clastic Tidal Sedimentology* Ed. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rhamani, Canadian Society of Petroleum Geologists. 16 : 29-40 pp.

Allen J.R.L. (1993). "An introduction to estuarine lithosomes and their controls." *Sedimentology Review*, 1 : 123-138 pp.

Allen G.P. & Posamentier H.W. (1993). "Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : The Gironde estuary, France." *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(3) : 378-391 pp.

Allen G.P. & Posamentier H.W. (1994). "Mixed tide- and wave dominated incised valleys, Gironde estuary, France." *Incised valley systems : Origin and sedimentary sequences* Ed. R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin, Tulsa, SEPM Spec. Publ. 51 : 226-240 pp.

Appenzeller C., Stocker T.F. & Anklin M. (1998). "North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Groenland ice cores." *Science*, 282 : 446-449 pp.

Arnaud-Fassetta G. (2003). "River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management." *Catena*, 51 : 141-172 pp.

Ashley G.M. & Sheridan R.E. (1994). "Depositional model for valley fills on a passive continental margin." *Incised valley systems : Origin and sedimentary sequences* R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin, Tulsa, SEPM Spec. Publ. 51 : 285-301 pp.

- Auffret J.P. & Alduc D. (1977).** "Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche Orientale." *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 53(4) : 71-75 pp.
- Auffret J.P., Alduc D. & Larsonneur C. (1980a).** "La Manche Orientale : Paléovallées et bancs sableux." Ed. BRGM-CNEXO, carte 1/500000^e.
- Auffret J.P., Alduc D., Larsonneur C. & Smith A.J. (1980b).** "Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche Orientale." *Annales de l'Institut Océanographique*, 56 : 21-34 pp.
- Auffret J.P. & d'Ozouville L. (1985).** "Cartographie du prisme sédimentaire Holocène en Baie de Seine orientale par sismique réflexion à haute définition." *La Baie de Seine : Actes de colloques n°4, Greco-Manche*, Ed. Ifremer, Caen, 53-57 pp.
- Auffret J.P. & Larsonneur C. (1977).** "Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord-Cotentin." *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 64(4) : 21-33 pp.
- Augris C. & Gourmelon F. (2002).** "La cartographie des fonds marins côtiers." *M@ppemonde*, 65(1) : 39-42 pp.
- Avoine J. (1981).** "L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire." Thèse Université Université de Caen, 223p +13p annexes.
- Avoine J. (1982).** "Mécanismes contrôlant la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Seine." *Mémoires de la Société Géologique de France*, 144 : 17-25 pp.
- Avoine J. (1984).** "L'aménagement de l'estuaire de la Seine. Conséquences sédimentologiques." *XVIIIe Journées de l'hydraulique*, Marseille, 1.1-1.8 pp.
- Avoine J. (1986).** "Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf." *Journal of the Geological Society, London*, 144 : 135-148 pp.
- Avoine J. (1994).** "Synthèse des connaissances sur l'estuaire de la Seine." Ifremer - Port Autonome de Rouen, Rapport d'étude, 153p.
- Avoine J., Allen G. P., Nichols M., Salomon J. C. & Larsonneur C. (1981b).** "Suspended-sediment transport in the Seine estuary, France : effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentology." *Marine Geology*, 40 : 119-137 pp.
- Avoine J., Crevel, L., Dubrulle L., Boust D. & Guegueniat P. (1984).** "Sédiments et dynamique sédimentaire en baie de Seine." *XVIIIe Journées de l'hydraulique*, Marseille, 3.1-3.8 pp.
- Avoine J., Hamm L. & Migniot, C. (1996).** "Evolution des fonds de l'estuaire de la Seine entre 1974 et 1994 : Synthèse." Service Technique Central Ports Maritimes et Voies Navigables, 12p.

B

Bale A.J., Uncles R.J., Beaumont N.J., Lowe D., Moore M.N., Readman, J.W., Sommerfield, P., Villena-Lincoln A. & Widdows J. (2004). "An assessment of the potential impact of dredging activity on the Tamar Estuary over the last century : I Bathymetric and hydrodynamic changes." *Aménagements des territoires : conséquences dans les domaines estuarien et côtier*, Rouen, France, 38th ECSA symposium & Seine-Aval programme, p38.

Barbery M. (2004). "Étude sur la direction des flux à 500 hPa sur l'Île de France de 1950 à 2003." <http://perso.wanadoo.fr/meteo/special/EtudeFlux/>.

Barret J. & Yonge C.M. (1965). "Pocket guide to the sea shore." *Collins pocket guides*, Londres, 272p.

Belleville M. (1889). "Régime hydraulique de la Seine maritime." monographie, 41p + 30p annexes.

Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S., Garzanti E., Pugliese F. & Valeri P. (2004). "Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River Delta (southern Tuscany)." *Catena*, 61 : 71-90 pp.

Bertand C. (2004). "Les derniers 1000 ans." *C.R. Géoscience*, 336 : 741-750 pp.

Bertin X., Chaumillon E., Weber N. & Tesson M. (2004). "Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet : Maumusson inlet, France." *Marine Geology*, 204(1-2) : 187-202 pp.

Betts N.L., Orford J.D., White D. & Graham C. J. (2004). "Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic : the synoptic climatology of the recent extreme coastal storms." *Marine Geology*, 210 : 227-246 pp.

Billeaud I., Chaumillon E. & Weber O. (2005). "Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores." *Geo-Marine Letters*, 25 : 1-10 pp.

Bizien H. & Donnard C. (1994). "Etude hydrodynamique et sédimentaire de l'estuaire de la Seine." Laboratoire de géomorphologie, Mémoires du Laboratoire de Géomorphologie de l'école pratique des Hautes Etudes, 55p.

Bojariu R. & Gimeno L. (2003). "Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation." *Earth Science Reviews*, 63 : 145-168 pp.

Bonnot-Courtois C., Caline B., L'Homer A. & Le Vot M. (2002). "La Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires et évolution récente." n° 26, Bull. Centre Rech. Elf Explo.Prod., 256p.

Boutin R. (2000). "Dragage et rejets en mer. Les produits de type vase." Ed. Presses de l'école nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 307p.

Buillit N., Lallier-Vergès E., Disnar J.R. & Loizeau J.L. (1997). "Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matière organique (Annecy, Le Petit Lac, France)." *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(5) : 573-583 pp.

Byun D. S., Wang X.H. & Holloway P.E. (2004). "Tidal characteristic adjustment due to dyke and seawall construction in the Mokpo Coastal Zone, Korea." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59 : 185-196 pp.

C

Campbell A.C. & Nicholls J. (1986). "Guide de la faune et de la flore littorale des mers d'Europe." Delachaux et Niestlé, 222p.

Cantat O., Cador J.M. & Agasse E. (2002). "L'originalité des inondations de 2000-2001 dans la plaine de Caen (Normandie, France). Quand la montée des nappes souterraines prolonge le débordements des rivières." *Annales de Géographie*, 625 : 246-264 pp.

Cassou C. & Terray L. (2003). "L'Oscillation Nord Atlantique." *La Lettre pigb-pmrc France*, 15 : 30-38.

Castaing P. (1989). "Le comblement des estuaires : cas de la Gironde." Cours intensif européen. Connaissance et gestion de la frange littorale et du proche plateau continental Ed. Conseil de l'Europe, Bordeaux : 203-216 pp.

CEMAGREF (1980). "Synthèse nationale sur les crues de petits bassins, Méthode SOCOSE et CRUPEDIX." n°2, Ed. Cemagref, 257-271 pp.

Certain R., Tessier B., Courp T., Barusseau J. & Pauc H. (2004). "Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées-Orientales - SE France)." *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(1) : 35-48 pp.

Chaumillon E., Gillet H., Weber N. & Tesson M. (2002). "Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : La Longe de Boyard (littoral atlantique, France)." *C.R. Géoscience*, 334 : 119-126 pp.

Clavet B. (2001). "Evolution des paléo-environnements côtiers à l'Holocène : Exemple de l'Aquitaine Septentrionale." Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Bordeaux I, 310p.

Cook E. R., D'Arrigo R. & Briffa K. R. (1998). "A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from the North America and Europe." *The Holocene*, 8 : 9-17 pp.

Costa S. (1997). "L'accentuation du risque de submersion de tempête le long du littoral normano-picard." *Littoraux entre environnement et aménagement*, Caen, Presse Universitaire de Caen, 113-124 pp.

CREOCEAN/CSLHN (1999). "Synthèse des éléments existants connus sur les dépôts d'Octeville et zones avoisinantes." Port Autonome du Havre - Service des dragages, 110p.

Crowell M., Leatherman S.P. & Buckley M.K. (1991). "Historical shoreline change : error analysis and mapping accuracy." *Journal of Coastal Research*, 7 : 839-852 pp.

Cullen H., D'Arrigo R.D., Cook E. R. & Mann M. E. (1999). "Multiproxy-based reconstruction of the North Atlantic Oscillation over the past three century." *Paleocanogeography*, 16(1) : 27-39 pp.

D

Dai A., Fung I.Y. & Del Genio A.D. (1997). "Surface observed global land precipitation variations during 1900-88." *American Meteorological Society*, 10 : 2943-2962 pp.

Dalrymple R.W. & Zaitlin B.A. (1994). "High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada." *Sedimentology*, 41 : 1069-1091 pp.

Dalrymple R.W., Zaitlin B.A. & Boyd R. (1992). "Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implication." *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(2) : 1130-1146 pp.

Daniels R.C. & Huxford H. (2001). "An error assessment of vector data derived from scanned National Ocean Service Topographic Sheets." *Journal of Coastal Research*, 17(3) : 611-619 pp.

Dawson A., Elliot L., Noone S., K. H., Holt T., Wadhams P. & Foster I. (2004). "Historical storminess and climate "see-saws" in the North Atlantic region." *Marine Geology*, 210 : 247-259 pp.

Delibrias G. & Guilcher M.T. (1971). "The sea Level on the Atlantic coast and the Channel for the last 10,000 years by the ¹⁴C method." *Quaternaria*, 14 : 131-135 p.

Delouis A. (2001). "Sediments and navigation in estuary." *La Houille Blanche*, 2 : 62-67 pp.

Delsinne N. (2001). "Evolution morphosédimentaire du prisme tidal de la Seine." Université de Lille et Caen, DEA, 56p.

Delsinne N. & Tessier B. (2002). "Human-induced impacts on the decennial-scale morphological evolution of a macrotidal estuary. The case of the Seine estuary, NW France." *International Workshop on Sediment Transport in European Estuaries*, Ferrara Italie, 10-11 pp.

Despeyroux Y. (1989). "Hydrodynamique sédimentaire dans la baie de la Canche : Aspects fondamentaux et appliqués." Thèse Université de Lille I, 93p.

DIREN (2004). "Comparaison des débits à la station hydrométriques de Poses de la DIREN Ile de France avec les valeurs estimées par le Service de Navigation de la Seine." DIREN Haute-Normandie / SEN / Cellule hydrométrie, [http ://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr/](http://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr/).

Dupont J.P., Guézennec L., Lafite R., Le Hir P. & Lesueur P. (2001). "Matériaux fins : cheminement des particules en suspension." Ed. Ifremer, Fascicule n°4, *Programme scientifique Seine-Aval*, 39p.

Dupont J.P., Lafite R., Huault M.F., Dupeuple P.A., Brylinski J.M., Guéguénat P., Lamboy M. & Cabioch L. (1991). "La dynamique des masses d'eaux et remises en suspension en Manche orientale." *Oceanologica Acta*, 11 : 177-186 pp.

E

EMS (2002). "Ordinary kriging."
[http ://www.emsi.com/gmshelp/interpolation/interpolation_schemes/kriging/ordinary_kriging.htm](http://www.emsi.com/gmshelp/interpolation/interpolation_schemes/kriging/ordinary_kriging.htm).

Enfield D.B., Mestas-Núñez A.M. & Trimble P.J. (2001). "Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S." *Geophysical Research Letters*, 28(10) : 2077-2088 pp.

F

Fairbanks R.G. (1989). "A 17000 year glacio-eustatic sea level record influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep- ocean circulation." *Nature*, 342 : 637-642.

Fornerino M. (1982). "Modélisation des courants de marée dans la Manche." Thèse de Docteur-Ingénieur, Université scientifique et médicale / INPG Grenoble, 200p,

Foucault A. & Raoult J.F. (2000). "Dictionnaire de géologie." *Masson sciences*, Paris, 380p.

Foyle A.M. & Oertel G.F. (1997). "Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system : Virginia inner shelf, USA." *Marine Geology*, 137 : 227-249 pp.

Froidefond J.M. (1989). "Problèmes d'évolution côtière : utilisation de l'outil cartographique." Cours intensif européen "Connaissance et gestion de la frange littorale et du proche plateau continental", Bordeaux, Ed. Conseil de l'Europe : 464-484 pp.

FUGRO (1999). "Estuaire de Seine : reconnaissance géologique - géotechnique - géochimique de la zone aval. Rapport n° FR.98.Rg.Co.0014_g/Rev.1." Port du Havre, 20p.

Fujiwara O., Kamataki T. & Masuda F. (2004). "Sedimentological time-averaging and ¹⁴C dating of marine shells." *Nuclear Instrument and Methods in Physics Research B*, 223-224 : 540-544 pp.

G

Garlan T. (2004). "Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente." Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, 158p.

Garnaud S. (2002). "La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France)." Thèse Université Caen, 307p + 79p annexes.

Garnaud S., Lesueur P., Clet M., Lesourd S., Garlan T., Lafite R. & Brun-Cottan J.C. (2003). "Holocene to modern fine-grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France)." *Marine Geology*, 202 : 33-54 pp.

Garnaud S., Lesueur P. & Garlan T. (2005). "Origin of sedimentary furrows associated with cohesive sediments in a shoreface setting (Bay of Seine, France)." *Geo-Marine Letters*, 25(1) : 34-42 pp.

Garnaud S., Lesueur P., Lesourd S., Poupinet N. & Brun-Cottan J.C. (2002). "Caractérisation des variations lithologiques saisonnières des sédiments de la baie de Seine orientale; impact des crues de la Seine." *C.R. Géoscience*, 334 : 323-330 pp.

Genevois R. (1980). "La nouvelle digue basse Nord de Seine et l'approfondissement du chenal d'accès au port de Rouen." *Travaux*, 543 : 48-67 pp.

Germain P. (1970). "Etude sédimentologique et hydrologique de l'estuaire de la Dives et du littoral adjacent (Cabourg-Houlgate)." Thèse Université de Caen, 77p.

Germaneau J. (1968). "Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Seine : Origine, déplacement et dépôt de sables." Centre de recherches et d'études océanographiques, Paris, 8 : 63p.

Germaneau J. (1969). "Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Seine : Origine, déplacement et dépôt des suspensions." Centre de recherches et d'études océanographiques, Paris, 9 : 100p.

Guézennec L. (1999). "Hydrodynamique et transport en suspension du matériel fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France)." Thèse Université de Rouen / Agence de l'eau de Seine-Normandie, 240p.

Guyader J. (1977). "Le Quaternaire de la zone portuaire du Havre." *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, LXIV(4) : 39-63 pp.

Guyader J. & Maury A. (1962). "Documents biologiques fournis par l'étude de deux forages, en basse-Seine." *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 52 : 30-36 pp.

Guyader J., Pareyn C., Viallefond L. & Juignet P. (1968) "Le Havre." Ed. B.R.G.M., Carte XVII-11, 1/50000.

H

Hamm L. (1986). "Analyse de l'évolution des fonds dans l'estuaire de la Seine." *Bulletin of Permanent International Association of Navigation Congress*, 53 : 3-15 pp.

Hayes M.O. (1975). "Morphology in estuaries : an introduction to the symposium." *Estuarine Research* Ed. L. E. Cronin, Academic press. 2 : 3-22 pp.

Hermier G. (2005). "Les diatomées : marqueurs paléoenvironnementaux et marqueurs des transferts en milieux continental et côtier." Université de Rouen, DEA, 55p.

Hodgkins G.A., Dudley R.W. & Huntington T.G. (2003). "Changes in the timing of high rivers flows in the New England over the 20th Century." *Journal of Hydrology*, 278 : 244-252 pp.

Hoyez B. & Cuvilliez A. (2001). "La grande vasière de l'estuaire de la Seine : Typologie et cartographie." *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 88(1) : 36p + 1 carte.

HQUSACE (2002). "Engineering and Design - Hydrographic Surveying." <http://www.HQUSACE.army.mil/inet/HQUSACE-docs/eng-manuals/em1110-2-1003/toc.htm>.

Huault M.F. (1977). "L'estuaire de la Seine et la vallée de la Lézarde durant les 8000 dernières années : évolution de la végétation et variations du niveau marin d'après l'analyse pollinique." *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 14(1) : 35-42 pp.

Huault M.F. & Lefebvre D. (1974). "Le Postglaciaire de la Basse-Seine : Sédiments et chronostratigraphie." *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 40-41(3-4) : 253-256 pp.

Huault M.F. & Lefebvre D. (1984). "Le marais Vernier durant l'Holocène." *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, 29 : 7-17 pp.

Huault M.F., Lefebvre D., Hommeril P., Guyader J., Giresse P. & Larssonneur C. (1974). "L'évolution de la basse-vallée de la Seine depuis la dernière glaciation." *Mémoires de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 7 : 313-319 pp.

Hurrell J.W. (1995). "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation." *Science*, 269 : 676-679 pp.

Hurrell J.W. (1996). "Influence of the variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature." *Geophysical Research Letters*, 23 : 665-668 pp.

Hurrell J.W., Kushnir Y. & Visbeck M. (2001). "The North Atlantic Oscillation." *Science*, 291 : 603-605 pp.

Hurrell J.W. & Van Loon H. (1997). "Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation." *Climate Change*, 36 : 301-326 pp.

J

Javelle P. (2001). "Caractérisation du régime des crues : le modèle débit durée fréquence convergent Approche locale et régionale." Thèse Université de l'Institut National Polytechnique de Grenoble / Cemagref, 277p.

Jones P.D. (1992). "Climatic variations over the last 500 years." *Climate since AD 1500* ED. Bradley R.S. & Jones P.D., London, Routledge : 649-665 pp.

Jones P.D., Jonsson T. & Wkeeler D. (1997). "Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland." *International Journal of Climatology*, 17 : 1433-1450 pp.

K

Kodera K. (2003). "Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999." *Geophysical Research Letters*, 30(4) : 1175 pp.

L

Laignel B. (1991). "Etude des sédiments superficiels aux abords du Havre." Service Hydrographique de la Marine, 58p.

Lamb H. (1979). "Climatic variation and Changes in the Wind and Ocean Circulation : The Little Ice Age in the Northeast Atlantic." *Quaternary Research*, 11 : 1-20 pp.

Lambeck K. (1997). "Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2) : 1-22 pp.

Lane A. (2004). "Bathymetric evolution of the Mersey Estuary, UK, 1906-1997 : causes and effects." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59(2) : 249-263 pp.

Larsonneur C. (1971). "Manche centrale et baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles." Thèse Université de Caen, 394p + 16p annexes.

Larsonneur C. & Hommeril P. (1967). "Sédiments et sédimentation dans la partie orientale de la baie de Seine." *Revue des Sociétés Savantes de Haute-Normandie*, 47 : 45-75 pp.

Lautridou J.P., Auffret J.P., Baltzer A., Clet M., Lécolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J.C., Occhietti S. & Rousseau D.D. (1999). "Le fleuve Seine, le fleuve Manche." *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(4) : 545-558 pp.

Lavoine E. (1884). "La Seine maritime et son estuaire - oeuvre posthume-." n°1 et 2, Ed. Baudry, Compagnie et Leroux E., Rouen, 311p.

Le Floch J.F. (1961). "Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime." Thèse d'état, Université Faculté des sciences de l'Université de Paris, 494p.

Le Hir P., Ficht A., Silva Jacinto R., Lesueur P., Dupont J.P., Lafite R., Brenon I., Thouvenin B. & Cugier P. (2001). "Fine sediment transport and accumulation at the mouth of the Seine estuary (France)." *estuaries*, 24(6B) : 950-963 pp.

Le Hir P. & Silva Jacinto R. (2001). "Courants, vagues et marée." Ed. Ifremer, Fascicule n°2, *Programme scientifique Seine-Aval*, 31p.

Lefebvre D., Huault M.F., Guyader J., Giresse P., Hommeril P. & Larsonneur C. (1974). "Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine : Synthèse sédimentologique, stratigraphique et paléogéographique." *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 39 : 27-36 pp.

Lefebvre D., Huault M.F., Occhietti S., Pichet P. & Breton G. (1991). "Datations de sédiments littoraux quaternaires du sous-sol de la place Gambetta, le Havre." *Journées Lennier, Quaternaire et préhistoire des métropoles normandes*, 7-15 pp.

Lennier G. (1885). "L'estuaire de la Seine. Mémoires, notes et documents pour servir à l'étude de l'estuaire de la Seine." 2 Vol. Vol.II : 28 planches, Hustin imp., le Havre.

Lesourd S. (2000). "Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure; application à l'estuaire de la Seine." Thèse Université Caen, 280p+20 annexes.

Lesourd S., Lesueur P., Brun-Cottan J.C., Auffret J.P., Poupinet N. & Laignel B. (2001). "Morphosedimentary evolution of the macrotidal Seine estuary subjected to human impact." *Estuaries*, 24(6B) : 940-949 pp.

Lesourd S., Lesueur P., Brun-Cottan J.C., Garnaoud S. & Poupinet N. (2003). "Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France)." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58 : 3-16 pp.

Lesueur P., Lesourd S., Lefebvre D., Garnaoud S. & Brun-Cottan J.C. (2003). "Holocene and modern sediments in the Seine estuary (France) : a synthesis." *Journal of Quaternary Science*, 18(1) : 1-11 pp.

Little L.S., Edwards D. & Porter D.P. (1997). "Kriging in estuaries : as the crow flies, or as the fish swims?" *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 213 : 1-11 pp.

Loboda N., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. & Lovett L. (2005). "Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation." *Journal of Hydrology*, sous presse : 1-11 pp.

M

Maas G.S. & Macklin M.G. (2002). "The impact of the recent climate change on flooding and sediment supply within a Mediterranean mountain catchments, south-western Crete, Greece." *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 : 1087-1105 pp.

Malandain J.J. (1988). "La Seine au temps du mascaret." *Chasse et Marée*, 34 : 30-45 pp.

Maron P. & Rihouey D. (2002). "Optimisation de données bathymétriques à l'aide de "Surfer" : Application à l'histoire des plages d'Anglet." *Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Anglet, 2-2 : 361-372 pp.

Marsset T., Tessier B., Reynaud J., De Batist M. & Plagnol C. (1999). "The Celtic Sea banks : an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data." *Marine Geology*, 158 : 89-109 pp.

Meincke J. (2002). "Climate dynamics of the North Atlantic and NW-Europe : An observation-based Overview." *Climate Development and history of the North Atlantic realm* Ed. Wefer G., Behre W., Jansen K., Berlin Heidelberg, Springer-Verlag : 25-40 pp.

Menier D., Goubert E. & Le Corre C. (2001). "L'estuaire externe de la Vilaine : Paléoenvironnement et dynamique actuelle." Université Bretagne Sud, Rapport de la mission Bingolaine, 40p.

Mercator (2002). "Convection hivernal : test comparatif." *La lettre trimestrielle de MERCATOR*, 5 : 17p.

Migniot C. (1991). "Les estuaires. Etudes comparatives des caractéristiques géométriques, hydrauliques et sédimentologiques. Les ouvrages d'aménagement et la méthodologie des études." L.C.H.F. Sogreah n° R5 4258, 160p (2 tomes).

Mills G.B. (1998). "International hydrographic survey standards." *International Hydrographic Review*, 75(<http://www.thsoa.org/pdf/ihr-s44.pdf>) : 79-86 pp.

Missiaen T., Murphy S., Loncke L. & Henriët J.P. (2002). "Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone." *Continental Shelf Research*, 22 : 2291-2301 pp.

Mitchum J.R., Vail P.R. & Sangree J.B. (1977). "Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences." *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* Ed. Payton C.E. 26 : 117-134 pp.

Morzadec M.T. (2002). "Histoire Holocène de la baie du Mont-Saint-Michel." *La Baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance*, Pau, Bull. Centre Rech. Elf Explo. Prod. 26 : 153-163 pp.

Morzadec M.T. & Delibrias G. (1972). "Analyses polliniques et datations radiocarbones des sédiments quaternaires prélevés en manche centrale et orientale." *Mémoires du BRGM*, BRGM. 79 : 160-165 pp.

Morzadec-Kerfoun M.T. (1995). "Coastal Changes in the Armorican Massif (France) during the Holocene." *Journal of Coastal Research Special Issue*, n°17 : Holocene cycles : Climate, sea levels and sedimentation : 197-203 pp.

Mullins H.T. & Halfman J.D. (2001). "High-resolution seismic reflection evidence for middle Holocene environmental change, Owaxco Lake." *Quaternary Research*, 55 : 322-331 pp.

O

Oberlin G. & Hubert P. (1998). "Refondation du concept de régime hydrologique." CNRS, Rapport quadriennal CNFGG, 269-277 pp.

O'Connor B.A. (1987). "Short and long term changes in estuary capacity." *Journal of the Geological Society, London*, 144 : 187-195 pp.

OHI (1998). "Normes OHI pour les levées hydrographiques." 4^{ième} édition : 24p. [http ://www.ohi.shom.fr](http://www.ohi.shom.fr)

Osborn T.J., Briffa K.R., Jones P.D. & Trigo R.M. (1999). "Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a couple climate model." *Climate Dynamic*, 15 : 685-702 pp.

Ottmann F. & Mougani B. (1984). "Les modifications dans la répartition des sédiments et dans la circulation des eaux, consécutives à un dépôt de dragage dans la partie aval de l'estuaire de la Loire." *XVIIe journées de l'Hydraulique*, Marseille, Société Hydrotechnique de France, p6.

P

P.A.H. (1973). "Extension du port de commerce. Compte-rendu d'essais géologiques et géotechniques. Dossier 73_4." 16p.

P.A.R. (2001). "Note pour le conseil scientifique et technique de l'estuaire de Seine. Les dragages d'entretien en zone maritime." Port Autonome de Rouen, 12p.

Pardé M. (1966). "Fleuves et rivières." A. Colin, 223 pp.

Paris (Cellules risques naturelles de la préfecture de Paris) (2002). " L'historique des crues en Ile-de-France." *Le Plan de Secours Spécialisé Inondation Zonal*, Paris, 1-12 pp. [http ://www.prefecture-police-paris.interieur.gouv.fr/documentation/dossiers/inondation.htm](http://www.prefecture-police-paris.interieur.gouv.fr/documentation/dossiers/inondation.htm)

Pekarova P., Miklanek P. & Pekar J. (2003). "Spatial and temporal runoff oscilation analysis of the main rivers of the world during the 19th-20th centuries." *Journal of Hydrology*, 274 : 62-79 pp.

Perillo G.M.E. (1995). "Geomorphology and Sedimentology of Estuaries." *Developments in Sedimentology*, n°53, Elsevier, 471 pp.

Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vörösmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A. & Rahmstorf S. (2002). "Increasing river discharge to the Artic Ocean." *Science*, 298 : 2171-2173 pp.

Pirazolli P.A. (2000). "Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France." *Oceanologica Acta*, 23(6) : 643-661 pp.

Pirazolli P.A., Regnault H. & Lemasson L. (2004). "Changes in storminess and surges in western France during the last century." *Marine Geology*, 210 : 307-323 pp.

Planton G. & Bessemoulin P. (2000). "Le climat s'emballe t'il?" *La Recherche*, 335 : p46.

Pontee N.I., Tastet J.P. & Masse L. (1998). "Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and the Medoc Peninsula, SW France." *Oceanologica Acta*, 21(2) : 243-261 pp.

Prigent D. (1981). "Tassement naturel des tourbes holocènes." *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(23) : 137-141 pp.

Pritchard D.W. (1955). "Estuarine circulation patterns." *ASCE*, 81 : 1-11.

Pritchard D.W. (1967). "What is an estuary? physical viewpoint." *Estuaries : American Association for Advancement of Science* Ed. Lauff G.H., Washington, CD. Pub. 83 : 3-5 pp.

Proust J.N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Rouby D. & Le Corre C. (2001). "Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain." *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(6) : 737-749 pp.

R

Raout F. (1996). "Le Havre - Projet port 2000 - étude de la propagation de houles - Baie de Seine." Service Technique Central des Ports Maritimes et Voies Navigables, 24p.

Reading H.G. & Collison J.D. (1996). "Clastic coasts." *Sedimentary environments : Processes, facies and stratigraphy* H. G. Reading, Blackwell Science. 3 ed. : 154-231 pp.

Rieb G. (1999). "Etude et évolution historique du littoral sud et de ses petits fonds marins entre Deauville et Honfleur." Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales, 50p.

Roche M. (1986). "Dictionnaire français d'Hydrologie de surface avec équivalents en anglais, espagnol, allemand." Masson, 288 pp.

Rogers J.C. (1984). "The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere." *Monthly Weather Review*, 112 : 1999-2015 pp.

Rufino Dos Santos T. (1990). "L'avancée sableuse de Saint Nicolas (Bas Médoc-Gironde)." DEA Université de Bordeaux 3, 75p.

S

Salomon J.C. (1988). "Oceanographic characteristics of the Seine estuary." *Hydrodynamics of estuaries - Estuarine case studies* Ed. Kjerfve B., CRC Press inc. Boca Raton. 2 : 79-88 pp.

Samson S., Delouis A. & Bérépion J.M. (2002). "Expérience de mise en dépôt des sédiments de dragages dans une ancienne ballastière." *Ville journées nationales Génie Côtier & Génie Civil*, Anglet, p9.

Seers-Foralo (1995). "Estuaire de Seine : reconnaissance géologique - géotechnique - géochimique de la zone aval. dossier 5/212." P.A.H., 145p.

SEMA (1995). "Evolutions des inondations en vallée de l'Austreberthe : période 1967-1997. Analyses des phénomènes et de leurs causes." DIREN, 6p.

Sergent P. & Bainian Z. (2002). "Evolution du dépôt de clapage du Kannik." *Ville Journées Nationales Génie Civil & Génie Côtier*, Anglet, 2-2 : p195.

SHOM (1968). "Courants de marée dans la manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique." Imprimerie Nationale, Paris, 287p + 8p annexes.

SHOM (1996). "Courants de marée en Baie de Seine de Cherbourg à Fécamp." *Courants de marée en France*, Brest, 54p.

Shorthouse C.A. & Arnell N.W. (1997). "Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic oscillation." n°246, IAHS, 77-85 pp.

Silva Jacinto R. (2002). "Action des vagues sur les estrans et vasières. Application à l'estuaire de la Seine." Thèse Université Rouen, 231p.

Six D., Reynaud L. & Letréguilly A. (2001). "Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique Nord." *C.R. Géoscience*, 333 : 693-698 pp.

Skipperud L. & Oughton D. (2004). "Use of AMS in the marine environment." *Environment International*, 30 : 815-825 pp.

SOGREAH (1994). "Etude courantologique et sédimentologique de l'estuaire de la Seine." Port du Havre, 55p.

SOGREAH (1995). "Port 2000 Etude sédimentologique sur modèle physique "Evolution des fonds dans l'estuaire de la Seine entre 1974 et 1994 : Comparaison des levés de fonds digitalisés."; 6p + 26 p annexes.

SOGREAH (2003). "Impact des clapages au Kannik sur l'évolution morphologique de l'estuaire de la Seine." Port Autonome de Rouen, 26p.

Stapor J. & Stone G.W. (2004). "A new depositional model for buried 4000 yr BP New Orleans barrier : implications for sea-level fluctuations and onshore transport from nearshore shelf source." *Marine Geology*, 204 : 215-234 pp.

Stuiver M. & Reimer P.J. (1993). "Extended 14C database and revised Calib radiocarbon calibration program." *Radiocarbon*, 35 : 215-230 pp.

Sutton R.T. & Allen M.R. (1997). "Decadal predictability of the North Atlantic sea surface temperature and climate." *Nature*, 388 : 563-567 pp.

T

Ters M. (1973). "Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral Atlantique français." *Recherches sur le quaternaire marin*, Christchurch, INQUA, 114-135 pp.

Ters M., Azema C., Brebion P., Churcher C.S., Delibrias G., Deneffe M., Guyader J., Lauriat A., Mathieu R., Michel J.P., Osborne P.J., Rouvillois A. & Shotton F.W. (1971). "Sur le remblaiement holocène dans l'estuaire de la Seine au Havre (Seine Maritime), France." *Quaternaria*, 14 : 151-174 pp.

Tessier B. (2000). "Evolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est de la France). Mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 331 : 709-716 pp.

Tessier L. (2003). "Transport et caractérisation des Matières en Suspension dans le bassin versant de la Seine : Identification de signatures naturelles et Anthropiques." Thèse Université Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 344p.

Tessier B., Corbau C., Chamley H. & Auffret J.P. (1999). "Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France)." *Journal of Coastal Research*, 15(3) : 593-606 pp.

Tessier B., Baltzer A., Certain R., Menier D. & Chaumillon E. (2003). "Very high resolution seismic imaging of shallow water sedimentary bodies : application to coastal evolution and management." *Prodelta Technology Forum Deltech*, Venise, 37-38 pp.

Thomas C.G., Spearman J.R. & Turnbull M.J. (2002). "Historical morphological change in the Mersey Estuary." *Continental Shelf Research*, 22 : 1175-1794 pp.

Thompson D.W. & Wallace J.M. (1998). "The arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields." *Geophysical Research Letters*, 25 : 1217-1300 pp.

Trentesaux A., Stolk A. & Berné S. (1999). "Sedimentological and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea." *Marine Geology*, 159 : 253-272 pp.

Trigo R.M., Osborn T.J. & Corte-Real J.M. (2000). "A multivariate analysis of the NAO influence on Europe : climate impacts and associated physical mechanisms." *Chapman Conference : The North Atlantic Oscillation*, Orense, Espagne, AGU,

U

Uvo C.B. (2003). "Analysis and regionalization of Northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic Oscillation." *International Journal of Climatology*, 23 : 1185-1194 pp.

V

Vail P.R., Mitchum R.M. & Thomson I.S. (1977). "Seismic stratigraphy and global change of sea level, Part 4 : Global cycles of relative changes of sea level." Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration Ed. Payton C.E. 26 : 83-97 pp.

Van der Wal D., Pye K. & Neal A. (2002). "Long-term morphological change in the Ribble Estuary, northwest England." *Marine Geology*, 189(3-4) : 247-264 pp.

Van der Wal D. & Pye K. (2003a). "The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries." *The Geographical Journal*, 169(1) : 21-23 pp.

Van der Wal D. & Pye K. (2003b). "The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries." *The Hydrographic Journal*, 110 : 3-9 pp.

Verbeek N.H. & McGee T.M. (1995). "Characteristics of high-resolution marine reflection profiling sources." *Journal of Applied Geophysics*, 33 : 251-269 pp.

Vigarié A. (1964a). "Etude critique de la documentation sur l'évolution morphologique de l'estuaire de la Seine." Thèse Université de Paris, 380p.

Vigarié A. (1964b). "Les modalités du remblaiement alluvial dans l'estuaire de la Seine." *Cahiers Océanographiques*, 17(1) : 301-330 pp.

Viles H.A. & Goudie A.S. (2003). "Interannual, decadal, and multidecadal scale climatic variability and geomorphology." *Earth-Science Reviews*, 61 : 105-135 pp.

Volmat M.J. (1929). "Les érosions du littoral du Calvados et les atterrissements de l'estuaire de la Seine." *Cahier de la Recherche Hydrographique sur le Régime des Côtes*, 22 : 97-135 pp.

W

Wanner H. (1999). " Le balancier de l'Atlantique nord." *La Recherche*, 321 : 72-73 pp.

WASA (1998). "Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic?" *American Meteorological Society*, 79(5) : 741-760 pp.

Weber N. (2004). "Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages." Thèse Université La Rochelle & SHOM, 374p.

Wolanski E., Moore K., Spagnol S., D'Adamo N. & Pattiaratchi C. (2001). "Rapid, Human-induced Siltation of the Macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53 : 717-732 pp.

Wöppelmann G. (2001). "Mesures du niveau de la mer : limites actuelles des estimations des variations eustatiques récentes." *Revue de l'Union des Géologues Français*, 129 : 70-74 pp.

Z

Zaitlin B.A., Dalrymple R.W. & Boyd R. (1994). "The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change." Incised valleys systems : Origin and sedimentary sequences R. W. Dalrymple, R. Boyd & B. A. Zaitlin, Tulsa, SEPM Spec. Publ. 51 : 45-60 pp.

Zhongwei Y., Tsimplis M.N. & Woolf D. (2004). "Analysis of the relationship between the North Atlantic Oscillation and sea-level changes in the northwest Europe." *International Journal of Climatology*, 24 : 743-758 pp.